





دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان حیدر آباد، شمال غرب زاهدان

نگارنده: سمیرا صبوری

استاد راهنما
دکتر فرج... فردوست

اساتید مشاور
محمد بومری
محمودرضا کهرازی

شهریور ۱۳۹۶

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سمیرا صبوری به شماره دانشجویی ۹۳۱۱۰۲۴ تحت عنوان
"گانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان حیدر آباد، شمال غرب زاهدان" در تاریخ ---
 ----- توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد در رشته زمین شناسی
 اقتصادی مورد ارزیابی و با درجه‌ی-----مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	محمد بومری محمودرضا کهرآزهی		دکتر فرج‌ا... فردوست

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	دکتر مهدی رضایی کهخایی		دکتر محمود صادقیان
			دکتر فردین موسیوند

تقدیم

ماحصل آموختہ ہائیم را تقدیم می کنم بہ آمان کہ مہر آسمانی شان آرام بخش آلام زمینی ام است:

مقدس ترین واثرہ مادر لغت نامہ دلم،

پدرم، آن مرد آسمانی مہربان مشفق، بردبار و حامی کہ وجودم فدای بودنش.

مادرم، مادر مہربانم کہ زندگی ام را بدیون مہر و عطوفت او می دانم.

برادر عزیزم علی آقا، بہ پاس قدر دانی از قلبی آکنده از مہربانی و معرفت کہ محیطی سرشار از سلامت و امنیت و آرامش

و آسایش برای من فراہم آورده است.

ہمسرم، مہربان فرشتہ زمینی خداوند برای من، کہ نشانہ لطف الہی در زندگی من است و مسج و اربا صبرش در تمامی

بخطات رفیق راہ من بوده و است.

بوسہ بردستان پر مہرمان.



پاسکداری

پاس و ستایش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را در دیای سیکران اندیشه، قطره ای ساخت تا وسعت آن را از دریچه اندیشه های ناب آموزگارانی بزرگ به تماشا نشیند. لذا اکنون که در سایه سار بنده نوازی هایش پژوهش حاضر به انجام رسیده است، بر خود لازم می دانم تا مراتب پاس را از بزرگوارانی به جا آورم که اگر دست یار میکرشان نبود، هرگز این پژوهش به انجام نمی رسید.

ابتدا از آنان که به من آموختن تا من بیاموزم استاید فریخته و فرزانه، جناب آقای دکتر فردوست که زحمت راهنمایی این پایان نامه را بر عهده داشتند و همچنین از جناب آقای دکتر کهرآزهی و جناب آقای دکتر بومری که زحمت مشاوره این پایان نامه را متحمل شدند، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از جناب آقای دکتر محمود صادقیان و جناب آقای دکتر فردین موسوی که زحمت داوری این پایان نامه را بر عهده داشته اند، تشکر می کنم.

از جناب آقای دکتر امید، مدیر محترم گروه زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود و جناب آقای دکتر مهدی رضایی کجانی نماینده تحصیلات تکمیلی به خاطر تمام زحماتشان پاسکدارم.

از استاید که انقدرم جناب آقای دکتر صادقیان، جناب آقای دکتر موسوی، جناب آقای دکتر علی پور اصل و جناب آقای مهندس ربیعی که همواره در تمامی مراحل تحصیلم پاسخگوی سوالات اینجانب بوده اند، نهایت تشکر و قدردانی را دارم.

از جناب آقای دکتر یار احمدزهی عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، بخاطر همراهی و باز دید صحرایی تشکر می کنم.

و در پایان از بهترین دوستان عزیزم سرکار خانم فاطمه داودی، الهام جویمید، معصومه پارسا، باجر مرعشی و جناب آقایان مهندس مهدی بازاری نوی و مهندس اکبر عبدالمی بخاطر همراهی و دلگرمی شان صمیمانه تشکر و قدردانی می کنم.

این پژوهش با حمایت مالی شرکت فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده است



تعهد نامه

اینجانب سمیرا صبوری دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی اقتصادی دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه **"کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان حیدرآباد، شمال غرب زاهدان"** تحت راهنمایی جناب آقای دکتر فرج ا... فردوست و مشاوره جناب آقای دکتر محمد بومری و جناب آقای دکتر محمودرضا کهرآزهی متعهد می‌شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

کانسار آنتیموان حیدرآباد در استان سیستان و بلوچستان و ۲۲۲ کیلومتری شمال غرب زاهدان قرار دارد. محدوده مورد مطالعه، در بخش بالایی پهنه‌ی فلشی شرق ایران واقع شده است. توالی سنگ - چینه‌ای در این محدوده شامل واحدهای سنگی: اولترابازیک - آمیزه رنگین منسوب به کرتاسه بالایی، فلشی‌های ائوسن، کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های الیگومیوسن، ماسه‌سنگ‌های توفی - ماسه‌سنگ الیگومیوسن، ولکانیک‌های الیگومیوسن و واحدهای سنگی دایک - سیل‌ها است. واحد سنگی کنگلومرای الیگومیوسن میزبان اصلی کانی‌سازی آنتیموان حیدرآباد می‌باشد، که آنتیموان به‌صورت اپی‌ژنتیک در این واحد سنگی جای گرفته است. دگرسانی‌های کانسار مذکور عبارتند از: سیلیسی، آرژیلیک، کربناتی. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس و میکروپروپ کانی‌های آنتیموان‌دار کانسار مذکور شامل استیبنیت (سولفید آنتیموان)، سنارمونیت (اکسید آنتیموان) و استیبکونیت (هیدروکسید آنتیموان) می‌باشد که کانی سولفیدی پیریت به مقدار جزئی مواد معدنی را در محدوده مطالعاتی همراهی می‌کند. کانی‌های باطله در کانسار مورد مطالعه شامل کوارتز، کلسیت، دولومیت، همتایت، گوتیت، لیمونیت می‌باشند. بر پایه شواهد صحرایی، نمونه‌های دستی و میکروسکوپی، ساخت اصلی کانی‌سازی شامل رگه - رگچه ای و عمده‌ترین بافت‌های آن شامل بافت‌های پرکننده‌ی فضای خالی، رگه - رگچه‌ای، توده‌ای، تیغه‌ای و جانشینی است. طبق نتایج حاصل از داده‌های آنالیز ICP - MS انجام شده بر روی نمونه‌های کانسنگی (۱۲۹ نمونه) برداشت شده در محدوده مطالعاتی (نمونه‌های سطحی و گمانه‌های حفاری)، عیار عنصر آنتیموان از سطح (۱۷۰۰۰۰ ppm) به عمق (۳۲۰۰۰ ppm) کاهش می‌یابد. آنتیموان بیشترین ضریب همبستگی را با عنصر سرب نشان داده است. همچنین بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروترموبارومتري، سیالات اولیه بیشتر به‌صورت دو فازي L+V با اندازه‌های متغیر و به‌طور متوسط در حدود ۵ میکرون می‌باشد. مطالعات میکروترموبارومتري بر روی میانبارهای سیال، محدوده دمایی ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۴ تا ۱۴ معادل با درصد وزنی نمک طعام و محدوده فشار کمتر از ۵۰ بار نشان می‌دهد. عمق به دام افتادن میانبار سیال عمقی بیشتر از ۱۸۸/۸ متری سطح زمین می‌باشد. سیال در کانسار آنتیموان حیدرآباد سیالی با میزان شوری کم تا متوسط است که بیانگر اختلاط سیالات جوی دارای شوری و دمای کم با سیالات ماگمایی دارای شوری و دمای زیاد است. براساس نتایج حاصل از این بررسی‌ها، کانسار آنتیموان حیدرآباد، از لحاظ تیپ کانه‌سازی در رده تیپ-های کانسارهای گرمابی رگه‌ای، نوع استیبنیت - کوارتز قرار می‌گیرد.

واژگان کلیدی: آنتیموان، استیبنیت - کوارتز، رگه‌ای هیدروترمال حیدرآباد، پهنه فلشی شرق ایران

فهرست مطالب

فصل ۱ کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و کروکی راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی	۳
۳-۱- شرایط آب و هوایی و اقلیمی منطقه	۴
۴-۱- شرایط اجتماعی، فرهنگی، اقتصادی و زیستی منطقه	۵
۵-۱- زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژی) منطقه	۶
۶-۱- پیشینه مطالعاتی	۶
۶-۱-۱- مهمترین مطالعات انجام شده در رابطه با آنتیموان در دنیا	۶
۶-۱-۲- مهمترین مطالعات انجام شده در رابطه با آنتیموان در ایران	۷
۶-۱-۳- مهمترین مطالعات انجام شده در رابطه با آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان	۹
۶-۱-۴- مطالعات انجام شده در محدوده مورد مطالعه	۱۰
۶-۱-۵- نقشه‌های تهیه شده از محدوده مطالعاتی حیدرآباد	۱۱
۷-۱- مطالعه‌ی حاضر	۱۱
۷-۱-۱- تعریف مسئله	۱۱
۸-۱- اهداف	۱۲
۹-۱- روش مطالعه	۱۳
۹-۱-۱- مطالعات کتابخانه‌ای	۱۳
۹-۱-۲- مطالعات صحرایی	۱۴
۹-۱-۳- مطالعات آزمایشگاهی	۱۵
۱۰-۱- تدوین و نگارش پایان نامه	۱۵
۱۱-۱- مختصری در مورد فلز آنتیموان (Antimony)	۱۶
۱۱-۱-۱- تاریخچه	۱۶
۱۱-۱-۲- خصوصیات فیزیکی	۱۶
۱۱-۱-۳- کاربرد	۱۷
۱۲-۱- تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان	۱۷
۱۳-۱- پراکندگی آنتیموان	۲۵
۱۳-۱-۱- آنتیموان در دنیا	۲۵

۲۶.....	۱-۱۳-۲- آنتیموان در ایران
۲۹.....	۱- ۱۴- ذخایر آنتیموان در ایران با نگرشی بر شرق کشور
۳۱.....	فصل ۲ زمین شناسی
۳۲.....	۲-۱- مقدمه
۳۲.....	۲-۲- موقعیت زمین شناسی ایران در کمربند آلپ - هیمالیا
۳۵.....	۲-۲-۲- زمین شناسی ساختمانی پهنه فلیشی شرق ایران
۳۷.....	۳-۲- ماگماتیسم
۳۷.....	۲-۳-۱- مجموعه نفوذی-آتشفشانی کوه سیاسترگی
۳۸.....	۲-۳-۲- مجموعه ولکانیکی آساگی
۳۹.....	۲-۳-۳- دایک های کوه جانجا
۳۹.....	۲-۳-۴- مجموعه دایک های گفتارکوه
۴۰.....	۲-۴- پتانسیل اقتصادی پهنه فلیشی شرق ایران
۴۱.....	۲-۵- زمین شناسی منطقه ای
۴۴.....	۲-۵-۲- واحدهای فلیش های ائوسن (Ef^1 و Ef^2)
۴۵.....	۲-۵-۲-۱- واحد فلیشی Ef^1
۴۶.....	۲-۵-۲-۲- واحد فلیشی Ef^2
۴۷.....	۲-۵-۳- واحدهای کنگلومرا، ماسه سنگ و مارنی الیگومیوسن ($OM^{s sh}$ و OM^s و OM^c)
۴۹.....	۲-۵-۴- واحد ماسه سنگ - شیل ($OM^{s sh}$)
۵۰.....	۲-۵-۵- واحد ماسه سنگ - کنگلومرا (OM^s)
۵۱.....	۲-۵-۶- واحد کنگلومرای (OM^c)
۵۲.....	۲-۵-۷- واحد ماسه سنگ توفی - ماسه سنگ الیگومیوسن (OM^{vs})
۵۳.....	۲-۵-۸- واحدهای سنگی ولکانیکی الیگومیوسن (OM^{v1} و OM^{v2}) و دایک - سیل (D^v)
۵۴.....	۲-۵-۸-۱- واحد ولکانیکی OM^{v1}
۵۵.....	۲-۵-۸-۲- واحد ولکانیکی - ساب ولکانیکی OM^{v2}
۵۵.....	۲-۵-۸-۳- واحدهای دایک و سیل (D^v)
۵۶.....	۲-۵-۹- رسوبات کواترنری (Q^{t1} ، Q^{t2} و Q^{al})
۵۷.....	۲-۶- زمین شناسی محدوده معدنی
۵۷.....	۲-۶-۱- مقدمه
۵۷.....	۲-۶-۲- زمین شناسی محدوده معدنی آنتیموان حیدرآباد
۵۸.....	۲-۶-۳- واحد کنگلومرای الیگومیوسن (OM^c)

۶۷	۲-۶-۴ رسوبات کواترنری (Q^{al})
۷۱	۲-۷- زمین‌شناسی ساختمانی محدوده مورد مطالعه
۷۵	فصل ۳ کانه‌زایی و دگرسانی
۷۶	۳-۱: مقدمه
۷۶	۳-۲- کانه‌زایی در کانسار مورد مطالعه
۷۸	۳-۲-۱- ویژگی کانه‌زایی آنتیموان در کانسار حیدرآباد
۸۰	۳-۲-۲- کانه‌زایی رگه - رگچه‌ای آنتیموان حیدرآباد
۸۱	۳-۳- دگرسانی
۸۹	۳-۳-۲- دگرسانی آرژلیک
۹۱	۳-۳-۳- دگرسانی کربناتی
۹۳	۳-۳-۴- پهنه‌های اکسید - هیدروکسید آهن
۹۵	فصل ۴ کانی‌شناسی، بافت، ساخت و توالی پاراژنتیکی
۹۶	۴-۱: مقدمه
۹۶	۴-۲- کانی‌شناسی
۹۹	۴-۲-۱- کانی‌های سولفیدی آنتیموان
۱۰۳	۴-۲-۲- کانی‌های اکسیدی آنتیموان
۱۰۸	۴-۳- کانی‌های باطله
۱۰۸	۴-۳-۱- کانی‌های باطله شفاف
۱۱۲	۴-۳-۲- کانی‌های باطله کدر
۱۱۵	۴-۴- ساخت و بافت
۱۱۵	۴-۴-۱- ساخت
۱۱۷	۴-۴-۲- بافت
۱۲۶	۴-۵- پاراژنز کانیاپی
۱۲۹	فصل ۵ ژئوشیمی
۱۳۰	۵-۱: مقدمه
۱۳۱	۵-۲- شیمی و زمین‌شیمی آنتیموان
۱۳۲	۵-۳- کانی‌های آنتیموان
۱۳۳	۵-۴- مختصری در مورد خصوصیات کانی استینیت (Sb_2S_3)
۱۳۴	۵-۴-۱- شرایط فیزیکو شیمیایی تشکیل استینیت
۱۳۵	۵-۵- زمین‌شیمی سنگ میزبان
۱۳۷	۵-۵- زمین‌شیمی کانسنگ
۱۳۸	۵-۵-۱- بررسی آماری تک متغیره عناصر انتخابی کانسار

۱۵۳.....	۵-۲-۶- عناصر نادر خاکی
۱۵۶.....	الف) بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی (Ce و La) در محدوده مورد مطالعه
۱۵۸.....	۵-۷- بررسی آماری چند متغیره
۱۶۰.....	۵-۷-۱- تفسیر و نتیجه گیری ضرایب همبستگی در کانسار آنتیموان حیدرآباد
۱۶۲.....	۵-۸- بررسی روند افزایش و کاهش آرسنیک و آنتیموان
۱۶۴.....	۵-۹- بررسی روند افزایش و کاهش گوگرد و آنتیموان
۱۶۷.....	فصل ۶ میانبارهای سیال
۱۶۸.....	۶-۱- مقدمه
۱۷۱.....	۶-۲- نمونه برداری و آماده سازی نمونه ها
۱۷۳.....	۶-۳- پتروگرافی سیال درگیر
۱۷۳.....	۶-۳-۱- شکل سیالات درگیر
۱۷۳.....	۶-۳-۲- اندازه سیالات درگیر
۱۷۴.....	۶-۳-۳- طبقه بندی پاراژنتیکی سیالات درگیر
۱۷۶.....	۶-۳-۴- تنوع محتویات سیالات درگیر
۱۷۹.....	۶-۴- اهمیت زمین شناختی سیالات درگیر
۱۷۹.....	۶-۴-۱- مطالعات پتروگرافی در محدوده مورد مطالعه
۱۸۰.....	۶-۵- مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر
۱۸۰.....	۶-۶- اصول اساسی آنالیز میکروترمومتری
۱۸۱.....	۶-۶-۱- گرمایش و همگن شدن
۱۸۱.....	۶-۶-۲- سرمایش (انجماد)
۱۸۲.....	۶-۷- داده های میکروترمومتری کانسار آنتیموان حیدرآباد
۱۸۳.....	۶-۸- تجزیه و تحلیل داده های حاصل از آنالیز میکروترمومتری
۱۸۴.....	۶-۸-۱- بررسی دمای همگن سازی سیالات درگیر
۱۸۵.....	۶-۸-۲- بررسی شوری سیالات درگیر
۱۸۶.....	۶-۸-۳- بررسی و محاسبه چگالی سیالات درگیر
۱۸۷.....	۶-۸-۴- بررسی و محاسبه فشار به تله افتادن میانبارهای سیال
۱۸۷.....	۶-۸-۵- محاسبه عمق به تله افتادن میانبارهای سیال
۱۸۸.....	۶-۹- تعیین منشأ سیال و نوع کمپلکس های احتمالی
۱۸۹.....	۶-۱۰- تعیین نوع کانسار احتمالی
۱۹۰.....	۶-۱۱- تکامل سیال درگیر در کانسار آنتیموان حیدرآباد
۱۹۳.....	فصل ۷ نتیجه گیری، بحث و تعیین ژنز
۱۹۴.....	۷-۱- مقدمه

۱۹۴	۲-۷ بحث
۱۹۴	۱-۲-۷ مطالعات و مشاهدات صحرایی
۱۹۵	۲-۲-۷ کانی شناسی
۱۹۶	۳-۲-۷ ژئومتری و بافت ماده معدنی
۱۹۷	۴-۲-۷ دگرسانی در محدوده مطالعاتی
۱۹۷	۵-۲-۷ ژئوشیمی کانسنگ
۱۹۷	۶-۲-۷ عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز کانه
۲۰۱	۳-۷ توصیف کانسار آنتیموان حیدرآباد و ویژگی های کانی زایی در این کانسار
۲۰۳	۴-۷ ویژگی های کانسارهای هیدروترمال (گرمابی)
۲۰۴	۵-۷ نوع کانسار آنتیموان حیدرآباد
۲۰۵	۶-۷ بررسی زون های آنتیموان سازی در ایران
۲۰۸	۷-۷ مقایسه کانسار آنتیموان حیدر آباد با سایر کانسارهای آنتیموان دار
۲۱۱	۷-۸ مدل احتمالی ژنز کانسار آنتیموان حیدرآباد
۲۱۳	۷-۹ نتیجه گیری، بحث و تعیین ژنز
۲۱۵	۷-۱۰ پیشنهادات
۲۱۵	۷-۱۰-۱ پیشنهادهای اکتشافی
۲۱۷	منابع
۲۳۰	پیوست

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و کروکی راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه..... ۴
- شکل ۲-۱: تصویری از پوشش گیاهی محدوده مورد مطالعه..... ۵
- شکل ۳-۱: الف) تصویری صحرایی از زمین ریخت شناسی منطقه با سه ریختار دشت، تپه ماهوری و صخره ساز و ب)..... ۶
- شکل ۴-۱: نقشه پراکندگی و محیط‌های مناسب و پتانسیل دار آنتیموان در ایران (WWW.gis.ir)..... ۲۹
- شکل ۱-۲: نقشه پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (Alavi, 1991). موقعیت منطقه مورد مطالعه..... ۳۳
- شکل ۲-۲: تصویر شماتیک از پهنه فلیشی شرق ایران (آقنباتی، ۱۳۸۳) و موقعیت تقریبی محدوده مطالعاتی..... ۳۵
- شکل ۳-۲: تصویر ماهواره‌ای گسل‌ها و ساختارهای اصلی در پهنه فلیشی شرق ایران..... ۳۶
- شکل ۴-۲: نقشه اصلاح شده ۱:۲۰۰۰۰ محدوده مطالعاتی کانسار آنتیموان حیدرآباد..... ۴۳
- شکل ۵-۲: تصویری از واحدهای سنگی Ef 1 (بخش سبز رنگ) و Ef 2 (بخش قهوه‌ای روشن)، با همبری بین انگشتی..... ۴۵
- شکل ۶-۲: تصویری از میان لایه‌های ماسه سنگ و سیلتستون در واحد سنگی Ef 1..... ۴۶
- شکل ۷-۲: تصویری از واحد ماسه‌سنگ قرمز - قهوه‌ای Ef 2..... ۴۷
- شکل ۸-۲: الف) تصویری از واحد سنگی OM s sh با میان لایه‌هایی از شیل - سیلتستون و ب) تصویری از واحد سنگی OM s sh با میان لایه‌هایی از مارن‌های سبز - زرد - قرمز..... ۴۹
- شکل ۹-۲: الف) تصویری از واحد ماسه‌سنگی OM s به رنگ قرمز - قهوه‌ای و ب) تصویری از واحد ماسه‌سنگی OM s با رخمون تپه ماهوری و واحد کنگلومرای OM c با مورفولوژی صخره ساز واقع بر روی واحد ماسه‌سنگی OM s..... ۵۱
- شکل ۱۰-۲: الف) تصویری از رگه سیلیسی فاقد کانه‌زایی درون واحد ماسه‌سنگی OM s و ب) تصویری نزدیک از رگه سیلیسی با ساخت برشی..... ۵۱
- شکل ۱۱-۲: الف) تصویری از واحد کنگلومرای OM c و ماده معدنی آنتیموان و ب) تصویری نزدیک از واحد..... ۵۲
- شکل ۱۲-۲: الف) تصویری از واحد ماسه‌سنگ توفی - ماسه‌سنگ الیگومیوسن (OM vs) و ب) تصویری از تناوب ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ ولکانیک و دایک‌ها در واحد ماسه‌سنگ توفی - ماسه‌سنگ الیگومیوسن (OM vs)..... ۵۳
- شکل ۱۳-۲: الف) تصویری از واحد ولکانیکی OM v1 و ب) تصویری نزدیک از بخشهای ساب ولکانیک واحد سنگی OM v1..... ۵۴
- شکل ۱۴-۲: تصویری از واریزه‌های سنگی واحد OM v2..... ۵۵

- شکل ۱۵-۲: الف) تصویری از ساختارهای دایک - سیل درون واحد سنگی OM vs و عملکرد سیستم گسلی بر روی آن ۵۶
- شکل ۱۶-۲: تصویری از واحد آبرفتی (Q al) ۵۷
- شکل ۱۷-۲: نقشه بزرگ مقیاس زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده معدنی آنتیموان حیدرآباد ۵۸
- شکل ۱۸-۲: تصویری از واحد سنگی کنگلومرای OM c و ماده معدنی آنتیموان، ب) تصویری نزدیک از واحد سنگی کنگلومرای OM c به رنگ قرمز و پ) تصویری نزدیک از واحد سنگی کنگلومرای OM c به رنگ قهوه‌ای ۵۹
- شکل ۱۹-۲: الف) تصویری از سنگ میزبان کنگلومرای با ساخت برشی و ب) تصویر نمونه دستی سنگ میزبان کنگلومرای همراه با کانه‌زایی دارای ساخت برشی ۶۰
- شکل ۲۰-۲: الف و پ) تصویر صحرایی از کنگلومرای زیرین به رنگ قهوه‌ای تیره متمایل به قرمز، ب و ت) تصویر نمونه دستی کنگلومرای زیرین به رنگ قهوه‌ای تیره متمایل به قرمز ۶۱
- شکل ۲۱-۲: تصویری میکروسکوپی از قطعات سازنده‌ی کنگلومرای زیرین با الف) زمینه سیلیسی، ب و پ) زمینه‌ی اکسید و هیدروکسید آهن ۶۳
- شکل ۲۲-۲: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای میانی با رنگ قهوه‌ای تیره و کنگلومرای بالایی با رنگ قهوه‌ای روشن، ب و پ) تصویری از واحد سنگی کنگلومرای میانی با قطعات سازنده دانه درشت تا دانه‌های ریز و ت) تصویر نمونه دستی از قطعات سازنده واحد سنگی کنگلومرای میانی ۶۳
- شکل ۲۲-۲: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای میانی با رنگ قهوه‌ای تیره و کنگلومرای بالایی با رنگ قهوه‌ای روشن، ب و پ) تصویری از واحد سنگی کنگلومرای میانی با قطعات سازنده دانه درشت تا دانه‌های ریز و ت) تصویر نمونه دستی از قطعات سازنده واحد سنگی کنگلومرای میانی ۶۴
- شکل ۲۳-۲: تصاویر میکروسکوپی قطعات سازنده کنگلومرای میانی الف) قطعه آواری کربناته کلسیت - دولومیتی با زمینه سیلیسی ب) قطعه ماسه‌سنگی به همراه سیلتستون با زمینه سیلیسی پ و ت) قطعات آواری آهک، شیل و ماسه‌سنگ با گرد شدگی و جورشدگی بسیار ضعیف و زمینه اکسید و هیدروکسید آهن ۶۵
- شکل ۲۴-۲: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قهوه‌ای ب) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قرمز پ) تصویر نمونه دستی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قهوه‌ای و ت) تصویر نمونه دستی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قرمز ۶۶
- شکل ۲۵-۲: الف) تصویر میکروسکوپی از قسمت دانه درشت کنگلومرای بالایی با زمینه اکسید و هیدروکسید آهن ب) تصویر میکروسکوپی از قسمت دانه ریز کنگلومرای بالایی با زمینه اکسید و هیدروکسید آهن پ) تصویر میکروسکوپی از قطعات سنگی چرت و سیلتستون‌های کنگلومرای بالایی با زمینه کلسیتی (کربناته) و ت) تصویر میکروسکوپی از سیلتستون و زمینه کلسیتی سنگ کنگلومرای بالایی ۶۷

- شکل ۲-۲۶: تصویر صحرایی از واحد کوآترنری (Q al) در امتداد آبراهه‌های فرعی..... ۶۸
- شکل ۲-۲۷: لیتولوژی عمقی کانسار آنتیموان حیدرآباد (ترسیم شده با نرم افزار ARC GIS)..... ۶۹
- شکل ۲-۲۸: الف) تصویر مغزه کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای رنگ ب) تصویری میکروسکوپی از قطعات سازنده مغزه کنگلومرای قرمز رنگ..... ۷۰
- شکل ۲-۳۱: نمودار گل سرخی گسل‌ها و شکستگی‌های محدوده مورد مطالعه..... ۷۳
- شکل ۲-۳۲: نقشه خطواره‌های گسلی و شکستگی‌های موجود در محدوده مورد مطالعه..... ۷۴
- شکل ۳-۱: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای الیگومیوسن، سنگ میزبان کانسنگ آنتیموان حیدرآباد و رگه کانه‌دار و گسل اصلی محدوده مطالعاتی ب) نمایی نزدیک از کانسنگ آنتیموان پ) نمایی از کانسنگ آنتیموان دارای ساختار رگه - رگچه‌ای مرکب..... ۷۸
- شکل ۳-۲: تصویری از گسل‌های متفاوت امتداد لغز عمود بر روند کانه‌زایی الف) با امتداد گسل شمالی..... ۷۹
- شکل ۳-۳: نمایش خطواره‌های گسلی و شکستگی‌های محدوده مورد مطالعه، و گسل اصلی که کانی‌زایی آنتیموان در امتداد آن رخ داده است..... ۸۰
- شکل ۳-۴: نمایی از پروفیل عمقی کانه‌زایی در کانسار آنتیموان حیدرآباد (ترسیم شده با نرم افزار ARC GIS)..... ۸۱
- شکل ۳-۵: برش عرضی شماتیک از دگرسانی‌های سطحی در کانسار آنتیموان حیدرآباد..... ۸۶
- شکل ۳-۶: پروفیل عمقی نشان دهنده گسترش هاله‌های دگرسانی در عمق (ترسیم شده با استفاده از نرم افزار ARC GIS)..... ۸۷
- شکل ۳-۷: الف) تصویری از رگه سیلیسی کانه‌دار آغشته به اکسید - هیدروکسید آهن موجود در کانسار حیدرآباد ب) تصویر میکروسکوپی از کوارتز با بافت پرکننده فضای خالی..... ۸۸
- شکل ۳-۸: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) در نمونه کانسنگ، بیانگر دگرسانی سیلیسی (کوارتز)..... ۸۹
- شکل ۳-۹: الف و ب) نمایی از نمونه‌های دارای دگرسانی آرژیلیک..... ۹۱
- شکل ۳-۱۰: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر دگرسانی آرژیلیک (کائولینیت، دیکت)، دگرسانی سیلیسی (کوارتز)..... ۹۱
- شکل ۳-۱۱: الف و ب) نمایی از سنگ‌های دارای دگرسانی کربناته پ) تصویر میکروسکوپی از رگه کلسیتی در زمینه‌ای از اکسید - هیدروکسیدهای آهن..... ۹۲
- شکل ۳-۱۲: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر دگرسانی کربناتی (دولومیت، کلسیت)، دگرسانی سیلیسی (کوارتز)..... ۹۳

- شکل ۳-۱۳: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اکسید و هیدروکسید آهن با حضور کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن غیر بلورین و بی‌شکل (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) در اطراف کانی‌های آنتیموان دار..... ۹۴
- شکل ۳-۱۴: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) بیانگر دگرسانی‌های اکسید و هیدروکسید آهن (گوتیت)، سیلیسی (کوارتز)، کربناتی (دولومیت) و آرژیلیکی (کائولینیت)..... ۹۴
- شکل ۴-۱: تصویر نمونه دستی از استیبنیت‌های محدوده معدنی کانسار آنتیموان حیدرآباد الف) استیبنیت با بافت توده‌ای ب) استیبنیت با بافت تیغه‌ای و توده‌ای با جلای فلزی..... ۱۰۰
- شکل ۴-۲: تصویری میکروسکوپی از استیبنیت‌های الف) توده‌ای ب) بی‌شکل پ) تیغه‌ای در کنار کانی‌های استیبکونیت و سنارمونیت..... ۱۰۰
- شکل ۴-۳: الف و ب) تصویری میکروسکوپی از جانشینی (باقی ماندن بخشی از استیبنیت در مرکز) استیبنیت با سنارمونیت با حفظ ماکل گوه‌ای استیبنیت..... ۱۰۱
- شکل ۴-۴: تصویری میکروسکوپی از استیبنیت‌های تیغه‌ای خرد شده..... ۱۰۱
- شکل ۴-۵: تصویری میکروسکوپی از استیبنیت با بافت شکافه پر کن..... ۱۰۱
- شکل ۴-۶: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر حضور کانی استیبنیت و استیبکونیت..... ۱۰۲
- شکل ۴-۷: تصویر (Back-Scattered Electron) BSE از کانی‌های استیبنیت..... ۱۰۳
- شکل ۴-۸: محدوده پایداری فازهای مختلف آنتیموان در Eh و pH های مختلف (Vink, 1996)..... ۱۰۴
- شکل ۴-۹: الف) تصویر میکروسکوپی از استیبنیت، سنارمونیت (با رنگ خاکستری متوسط متمایل به قهوه‌ای)، استیبکونیت (با رنگ خاکستری تیره) ب) تصویر میکروسکوپی از استیبنیت، سنارمونیت (با رنگ زرد تا قهوه‌ای)، استیبکونیت (با رنگ سفید متمایل به زرد)..... ۱۰۵
- شکل ۴-۱۰: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر حضور کانی‌های سنارمونیت و استیبکونیت..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۲: تصویر نمونه دستی کانسنگ آنتیموان با حضور کوارتزهای موجود در رگه‌ی کانه‌دار..... ۱۰۹
- شکل ۴-۱۳: تصویر میکروسکوپی از الف) کوارتزهای درشت بلور در داخل رگه کانه‌دار ب) کوارتزهای ریز بلور در داخل رگه کانه‌دار..... ۱۰۹
- شکل ۴-۱۴: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه کانسنگ با حضور کانی کوارتز..... ۱۱۰
- شکل ۴-۱۵: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه کانسنگ، با حضور کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت..... ۱۱۱
- شکل ۴-۱۶: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه کانسنگ با حضور کانی کربناته دولومیت فروئن..... ۱۱۲
- شکل ۴-۱۷: تصویری میکروسکوپی از بلورهای هماتیت با بافت دانه پراکنده..... ۱۱۳
- شکل ۴-۱۸: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه دگرسان شده اطراف کانه‌زایی با حضور کانی گوتیت..... ۱۱۴

- شکل ۴-۱۹: الف) تصویر صحرایی از ساخت رگه‌ای سیلیسی فاقد کانه‌زایی در جنوب محدوده مطالعاتی ب) تصویری از ساخت رگه‌ای سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن فاقد کانه‌زایی پ) تصویری از ساخت رگه‌ای سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن همراه با کانه‌زایی آنتیموان ت و ث) تصویری نزدیک از ماده معدنی با ساخت رگه‌ای ج) تصویر نمونه دستی از ساخت رگه - رگچه‌ای مرکب ماده معدنی آنتیموان..... ۱۱۷
- شکل ۴-۲۰: تصویر میکروسکوپی از بافت شکافه پر کن الف) استینیت ب) اکسید و هیدروکسید آهن پ) کوارتز..... ۱۱۹
- شکل ۴-۲۱: تصویری میکروسکوپی از بافت رگچه‌ای الف) استینیت ب) کوارتز پ) کلسیت ت) اکسید و هیدروکسیدهای آهن..... ۱۲۰
- شکل ۴-۲۲: الف و ب) تصویر نمونه دستی از بافت سوزنی یا رشته‌ای سولفید و هیدروکسید و اکسیدهای آنتیموان پ و ت) تصویری میکروسکوپی از بافت سوزنی استینیت..... ۱۲۱
- شکل ۴-۲۳: تصویری میکروسکوپی از جانشینی کانی استینیت با سنارمونتیت (اکسید آنتیموان) با رنگ خاکستری روشن و استیکونیت (هیدروکسید آنتیموان) با رنگ خاکستری تیره..... ۱۲۲
- شکل ۴-۲۴: الف) تصویری از تیغه‌های کشیده و منشوری استینیت در مقیاس نمونه دستی ب) تصویر میکروسکوپی از بافت تیغه‌ای استینیت..... ۱۲۳
- شکل ۴-۲۵: الف) تصویر نمونه دستی استینیت با بافت توده‌ای ب) تصویری میکروسکوپی از بافت توده‌ای استینیت در نور انعکاسی..... ۱۲۴
- شکل ۴-۲۶: کانی‌های استینیت با بافت صلیبی..... ۱۲۴
- شکل ۴-۲۷: تصویر میکروسکوپی از شیل چین خورده درون واحد سنگی کنگلومرای..... ۱۲۵
- شکل ۵-۱: ساختار استینیت (Huffman, 1933)..... ۱۳۴
- شکل ۵-۲: دیاگرام pH - Log Fo2 در ۱۵۰ درجه سانتیگراد و محدوده پایداری استینیت..... ۱۳۶
- شکل ۵-۳: نمودار فراوانی عنصر آنتیموان در نمونه‌های سطحی بر اساس ppm..... ۱۴۰
- شکل ۵-۴: نمودار فراوانی عنصر آنتیموان در نمونه‌های عمقی بر اساس ppm..... ۱۴۰
- شکل ۵-۵: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Au در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Au در محدوده مطالعاتی..... ۱۴۲
- شکل ۵-۶: فراوانی عنصر طلا در نمونه‌های سطحی بر اساس ppb..... ۱۴۳
- شکل ۵-۷: فراوانی عنصر طلا در نمونه‌های عمقی بر اساس ppb..... ۱۴۳
- شکل ۵-۸: پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Ag در محدوده مطالعاتی..... ۱۴۴

- شکل ۵-۹: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Pb در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Pb در محدوده مطالعاتی. ۱۴۵.....
- شکل ۵-۱۰: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Zn در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Zn در محدوده مطالعاتی. ۱۴۶.....
- شکل ۵-۱۱: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Cu در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Cu در محدوده مطالعاتی. ۱۴۷.....
- شکل ۵-۱۲: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Mn در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Mn در محدوده مطالعاتی. ۱۴۸.....
- شکل ۵-۱۳: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Mo در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Mo در محدوده مطالعاتی. ۱۴۹.....
- شکل ۵-۱۴: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Fe در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Fe در محدوده مطالعاتی. ۱۵۰.....
- شکل ۵-۱۵: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر As در منطقه مورد مطالعه ب) پروفیل عرضی از میزان پراکندگی عنصر As در عمق. ۱۵۱.....
- شکل ۵-۱۶: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر S در محدوده مورد مطالعه، ب) پروفیل عرضی محدوده مورد مطالعه نشان دهنده میزان پراکندگی عنصر S در عمق. ۱۵۲.....
- شکل ۵-۱۷: الف) نقشه پراکندگی سطحی عنصر La در محدوده مورد مطالعه، ب) پروفیل عرضی محدوده مورد مطالعه نشان دهنده میزان پراکندگی عنصر La در عمق. ۱۵۵.....
- شکل ۵-۱۸: الف) نقشه پراکندگی سطحی عنصر Ce در محدوده مورد مطالعه، ب) پروفیل عرضی محدوده مورد مطالعه نشان دهنده میزان پراکندگی عنصر Ce در عمق. ۱۵۶.....
- شکل ۵-۱۹: بررسی اثر عمق بر میزان تغییرات عیار عناصر نادر خاکی سبک (La و Ce). ۱۵۷.....
- شکل ۵-۲۰: بررسی اثر دگرسانی (آرژیلیکی، سیلیسی شدن، همتیتی - آرژیلیکی و همتیتی) بر میزان تغییرات عیار عناصر La و Ce. ۱۵۸.....
- شکل ۵-۲۱: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و آرسنیک در نمونه‌های سطحی. ۱۶۳.....
- شکل ۵-۲۲: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و آرسنیک در نمونه‌های عمقی. ۱۶۳.....
- شکل ۵-۲۳: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و گوگرد در نمونه‌های سطحی. ۱۶۴.....
- شکل ۵-۲۴: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و گوگرد در نمونه‌های عمقی. ۱۶۵.....

- شکل ۶-۱: تصویر میکروسکوپی از سیالات درگیر کانسار آنتیموان حیدرآباد الف) سیالات درگیر اولیه دوفازی L+V ب) سیالات درگیر ثانویه دوفازی با اندازه ۵ میکرون..... ۱۷۹
- شکل ۶-۲: هیستوگرام توزیع فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر اولیه کانسار آنتیموان حیدرآباد (متوسط دمای همگن شدن بر اساس درجه سانتیگراد میباشد)..... ۱۸۵
- شکل ۶-۳: هیستوگرام توزیع فراوانی، میزان شوری (WT% NaCL) سیالات درگیر اولیه کانسار آنتیموان حیدرآباد. ۱۸۶
- شکل ۶-۴: نمودار رودر (۱۹۷۵)، نشان دهنده چگالی میانبارهای کانسار مورد مطالعه..... ۱۸۶
- شکل ۶-۵: نمودار رودر (۱۹۷۵)، و والتر ۱۹۸۵ نشان دهنده فشار به تله افتادن میانبارهای کانسار مورد مطالعه..... ۱۸۷
- شکل ۶-۶: تعیین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال بر گرفته شده از نمودار والتر ۱۹۸۵..... ۱۸۸
- شکل ۶-۷: نمودار محدوده دمای همگن شدن جهت تعیین منشأ سیالات به دام افتاده (Kesler, 2005)..... ۱۸۹
- شکل ۶-۸: نمودار محدوده شوری و دما (Larg et al. 1988)، در محدوده A کمپلکس‌های کلریدی و در محدوده B کمپلکس‌های سولفیدی غلبه دارند..... ۱۸۹
- شکل ۶-۹: نمودار محدوده دما و شوری سیالات درگیر در کانسار آنتیموان حیدرآباد..... ۱۹۰
- شکل ۶-۱۰: نمودار شوری- دمای همگن شدن جهت تعیین فرایندهای موثر در تکامل سیال و نهشت..... ۱۹۱
- شکل ۷-۱: مقادیر δ 34 s مربوط به محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Hoefs, 2004)، در مقایسه با کانسار آنتیموان سفیدابه..... ۱۹۹
- شکل ۷-۲: تصویر شماتیک از مدل احتمالی تشکیل کانسار آنتیموان حیدرآباد..... ۲۱۳

فهرست جداول

- جدول ۱-۱: تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان (Dill, 2009). ۲۱
- جدول ۲-۱: کانسارها و اندیسهای آنتیموان دار در ایران. ۲۸
- جدول ۱-۳: نتایج مطالعات میکروسکوپی در تشخیص دگرسانی کانسار آنتیموان حیدرآباد. ۸۳
- جدول ۲-۳: نمونه‌های بررسی شده جهت تعیین نوع دگرسانی توسط آنالیز XRD. ۸۴
- جدول ۱-۴: توصیف تعدادی از نمونه‌های برداشتی از کانسار آنتیموان حیدرآباد جهت انجام مطالعات کانی‌شناسی توسط مطالعات میکروسکوپی. ۹۷
- جدول ۲-۴: نتایج آنالیز تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) کانی‌های آنتیموان دار کانسار حیدرآباد بر حسب (%wt). ۹۸
- جدول ۳-۴: توالی پاراژنتیکی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی کانسار آنتیموان حیدرآباد. ۱۲۷
- جدول ۱-۵: ضریب همبستگی پیرسون برای بعضی عناصر بر اساس داده‌های کل کانسنگی زمین‌شیمیایی. ۱۵۹
- جدول ۲-۵: ضرایب همبستگی پیرسون برای بعضی عناصر بر اساس داده‌های سطحی کانسنگی زمین‌شیمیایی. ۱۵۹
- جدول ۳-۵: ضرایب همبستگی پیرسون برای بعضی عناصر کانه‌ساز بر اساس داده‌های عمقی کانسنگی زمین‌شیمیایی. ۱۶۰
- جدول ۱-۶: طبقه بندی شماتیک سیالات درگیر و مذاب داخل کانی‌ها بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق (کهرآزی، ۱۳۹۳). مایع = L، بخار = V، جامد = S، شیشه = GL. ۱۷۸
- جدول ۲-۶: داده‌های حاصل از تجزیه سیالات درگیر کانسار آنتیموان حیدرآباد. ۱۸۳
- جدول ۱-۷: ویژگی‌های عمومی کانسارهای اپیترمال (Lindgren, 1933). ۲۰۴
- جدول ۲-۷: مشخصات برخی از کانسارهای آنتیموان در ایران (قربانی، ۱۳۸۶، ۱۳۸۷). ۲۰۷
- جدول ۳-۷: خصوصیات کانسارهای آنتیموان استان سیستان و بلوچستان. ۲۰۹
- جدول ۴-۷: مشخصات سه کانسار آنتیموان حیدرآباد، ارغش و چوپان. ۲۱۰

فصل اول: کلیات

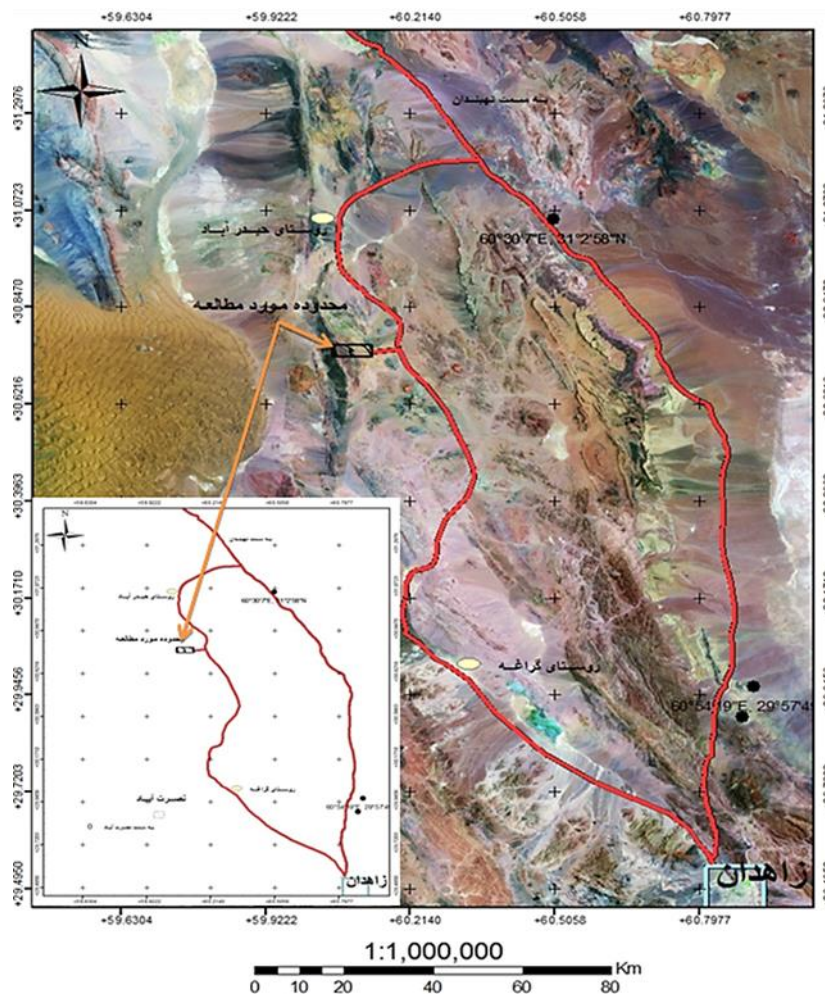
منابع طبیعی و ذخایر معدنی از مهمترین بخش‌های زیر ساخت اقتصادی و صنعتی هر جامعه‌ای به شمار می‌روند. با توجه به نیاز روز افزون صنایع به مواد معدنی اولیه، اهمیت و نقش موادمعدنی به عنوان پایه صنعت تولید، امری واضح و روشن می‌باشد. امروزه روند رو به رشد جمعیت جهان و نیز تقاضای روز افزون برای منابع و از طرفی کاهش منابع روی زمین سبب شده تا جوامع مدرن به منظور تأمین کمبود مصارف صنایع زیر بنایی و دسترسی به منابع جدید، دامنه شناسایی، پی‌جویی، اکتشاف و استخراج خود را نه تنها در پهنه خشکی‌ها بلکه در فراسوی خشکی‌ها و در محدوده اقیانوس‌ها گسترش دهند. این موضوع خود نشان دهنده لزوم توجه بیش از پیش به منابع موجود و شناسایی منابع ناشناخته می‌باشد. مواد معدنی اساس و پایه‌ی صنایع هر کشوری را تشکیل می‌دهند. ایران با قرار داشتن در پهنه‌ی تکتونیکی پالئوتتیس و نئوتتیس و فعالیت‌های ماگمایی، دگرگونی و محیط رسوبی مناسب از پتانسیل مواد معدنی فلزی و غیر فلزی خوبی برخوردار است. پهنه فلیشی شرق ایران یکی از پهنه‌های زمین‌شناسی مهم ایران می‌باشد. این منطقه شاهد امروزی از فرایندهای مربوط به ظهور یا افول یک باریکه‌ی اقیانوسی یا به عبارتی شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس بوده که مربوط به اواخر دوران دوم و اوایل دوران سوم است. فعالیت ماگمایی مربوط به این چرخه تکتونیکی بعد از بسته شدن این باریکه، پس از برخورد (Postcollisional Magmatism) در منطقه زمین درز سیستان است که بیشترین گسترش و رخنمون آن در محدوده‌ای واقع در شمال زاهدان می‌باشد. در این منطقه ارتباط تنگاتنگ رژیم تکتونیکی کمربند کوهزایی با تغییرات ترکیبی ماگمایی به خوبی قابل مشاهده است که از دیدگاه‌های مختلفی از جمله اکتشافات اخیر مواد معدنی فلزی (مس، طلا، آنتیموان و ...) و غیر فلزی (تالک، منیزیت، گل سفید و ...) در ارتباط با این سنگ‌ها، اهمیت منطقه و مطالعه این پهنه را افزون‌تر می‌کند. در پهنه فلیشی شرق ایران رخنمون‌های متعددی از آنتیموان مشاهده شده است که یکی از آن‌ها کانی‌زایی آنتیموان در منطقه‌ی حیدرآباد در شمال غرب زاهدان است. پراکندگی مکانی ذخایر آنتیموان در حوضه فلیشی شرق ایران و عدم فعالیت‌های صورت گرفته از طرفی و از

سوی دیگر توجه کشورهای دیگر به این ذخایر، لزوم برنامه‌ریزی در راستای شناسایی و پی‌جویی، اکتشاف، استخراج و بهره‌وری بهینه از محدوده‌های اکتشافی و معادن موجود و اطلاع‌رسانی مناسب به متقاضیان این بخش، برای ایجاد سرمایه‌گذاری را بیش از پیش آشکار می‌سازد. در این پژوهش سعی شده است تا حد امکان به بررسی کانی‌شناسی رگه‌های آنتیموان‌دار، سنگ‌های میزبان، ژئوشیمی و ژنز (خواستگاه) کانسار حیدرآباد (جنوب‌شرق ایران) که هم از نظر علمی و هم از نظر اقتصادی حائز اهمیت می‌باشند، پرداخته شود. بدیهی است نتایج حاصل از این بررسی و تحقیق، می‌تواند راهنمای کاربردی مناسبی برای اکتشاف ذخایر جدید از آنتیموان در منطقه مورد مطالعه، سایر نقاط استان و همچنین دیگر نواحی کشور با زمین‌شناسی مشابه باشد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و کروکی راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی

محدوده مطالعاتی با وسعتی در حدود ۱۸ کیلومتر مربع در جنوب‌شرق ایران، شمال استان سیستان و بلوچستان و در ۲۲۲ کیلومتری شمال‌غرب زاهدان، در موقعیت جغرافیایی $20^{\circ} 47' 30''$ تا $33^{\circ} 50' 30''$ عرض شمالی و $25^{\circ} 3' 60''$ تا $30^{\circ} 3' 60''$ طول شرقی واقع شده است. این محدوده در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ دریاچه هامون و ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه سیاسترگی قرار گرفته است.

دسترسی به محدوده مورد مطالعه، از طریق جاده‌ی ارتباطی زاهدان - نهبندان بوده که در این مسیر پس از طی ۲۲۲ کیلومتر راه آسفalte درجه یک و عبور از ملک سیاه کوه، دو راهی دشتک، مک سرخ، سفیدابه و ماده کاریز به دو راهی روستای حیدرآباد می‌رسیم. از این دو راهی تا روستای حیدرآباد ۳۲ کیلومتر جاده آسفalte بوده و از روستای حیدرآباد تا محدوده مورد بررسی، ۳۱ کیلومتر راه خاکی بوده که پس از طی این مسافت دسترسی به محدوده مورد بررسی میسر خواهد بود. نقشه‌ی کروکی راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد مطالعه در (شکل ۱ - ۱) نشان داده شده است.



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و کروکی راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه.

۳-۱- شرایط آب و هوایی و اقلیمی منطقه

این نواحی از نظر تقسیم‌بندی حوضه‌های آبریز، جزئی از حوضه‌ی شرق ایران محسوب می‌شوند که خود از کم‌آب‌ترین و خشک‌ترین حوضه‌های آبریز کشور به حساب می‌آیند. از آنجایی که این منطقه در شرق کویر لوت واقع شده است، شرایط آب و هوایی حاکم در این منطقه گرم و خشک و بیابانی بوده و بادهای موسمی در این منطقه باعث فرسایش شدید در منطقه می‌شود. میانگین بارش سالانه در نزدیک‌ترین ایستگاه به این منطقه (سفیدابه) ۷۲ میلی‌متر است و عمدتاً از اردیبهشت تا مهر فاقد بارندگی می‌باشد. بیشترین درجه حرارت منطقه مربوط به تیرماه در حدود ۴۶ درجه سانتی‌گراد و کمترین آن در دی ماه نزدیک به ۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مجاورت با کویر لوت و تپه‌های ماسه‌ای موجود نقش مهمی در تغییرات شرایط دمایی در منطقه را بر عهده دارد (سالنامه آماری سازمان

هواشناسی استان، ۱۳۹۵). وزش بادهای موسمی در منطقه معمولاً در تمامی جهات وجود دارد ولی به طور معمول بادهایی که از شمال شرق و جنوب غرب منطقه می وزند، از بقیه شدیدتر هستند. با توجه به این که محدوده مذکور در حاشیه ی کویر لوت قرار گرفته است و میزان بارندگی در این منطقه بسیار کم می باشد، از لحاظ مرتعی دارای وضعیت نامناسبی است، به گونه ای که پوشش گیاهی بسیار فقیر بوده و تنها درختچه های گز دیده می شود (شکل ۱ - ۲).



شکل ۱-۲: تصویری از پوشش گیاهی محدوده مورد مطالعه.

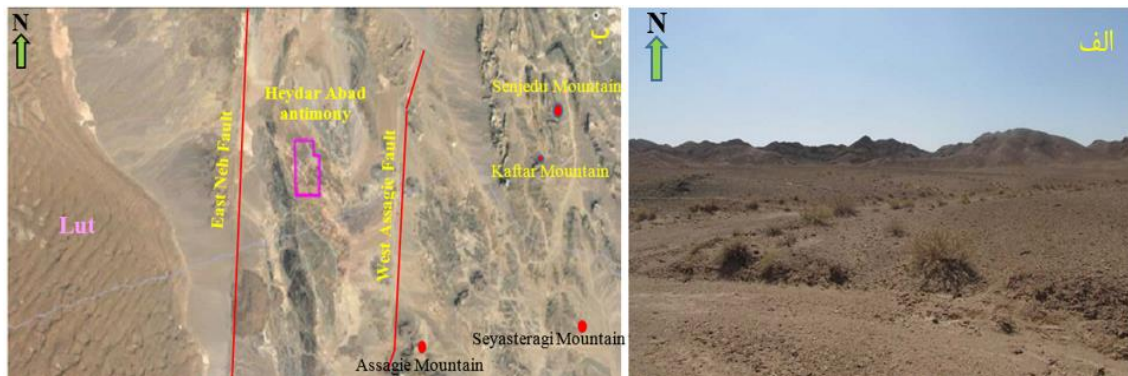
۱-۴- شرایط اجتماعی، فرهنگی، اقتصادی و زیستی منطقه

روستای حیدرآباد مهمترین و بزرگترین نقطه تمرکز انسانی در شمال محدوده مورد مطالعه می باشد. هر چند که در سال های اخیر به واسطه برقراری آرامش نسبی و رونق فعالیت های معدنی در منطقه نظیر معادن فلزی و غیر فلزی معدن آنتیموان سفیدابه (شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران= ایمپاسکو) و وجود معادن مربوط به بخش خصوصی (کرومیت، منیزیت و مس، گل سفید و...) و وجود برخی از امکانات اولیه ی زیرساختی مثل برق، آب شرب بهداشتی، راه آسفالت، مرکز مخابرات در این روستا فراهم گردیده است ولی با این وجود این منطقه یکی از محروم ترین مناطق کشور محسوب می - گردد. در این منطقه حدود ۷۰ خانوار سکونت داشته که بخش اعظم این جمعیت را طایفه نارویی

تشکیل می‌دهند. شغل اصلی مردم منطقه دامداری می‌باشد. مردم حیدرآباد جملگی مسلمان بوده و گویش آن‌ها بلوچی می‌باشد.

۵-۱- زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژی) منطقه

محدوده مورد مطالعه قسمتی از نوار ناهموار شرق ایران و بخشی از ارتفاعات نصرت آباد - نهبندان هستند که به‌طور معمول شامل رشته کوه‌هایی با ارتفاع کم تا متوسط و با روند شمالی - جنوبی و تپه ماهوری و دشت‌های آبرفتی می‌باشد. کوه‌های اطراف محدوده نیز به‌صورت سنگلاخی و دارای پوشش کمی می‌باشند که با فاصله از یکدیگر قرار گرفته و حد فاصل آن‌ها را دشت‌هایی نسبتاً مسطح فرا گرفته است (شکل ۳ - ۱). از سمت شرق به سمت غرب از ارتفاع منطقه کاسته می‌شود. بلندترین ارتفاع در این منطقه ۱۱۶۲ متر می‌باشد. گسل نه مهمترین گسل منطقه می‌باشد که احتمالاً در کنای زایی منطقه نقش به سزایی داشته است.



شکل ۳-۲: الف) تصویری صحرایی از زمین ریخت شناسی منطقه با سه ریختار دشت، تپه ماهوری و صخره ساز و ب) تصویری از زمین ریخت شناسی منطقه بر روی تصویر Google Earth.

۶-۱- پیشینه مطالعاتی

۶-۱-۱ مهمترین مطالعات انجام شده در رابطه با آنتیموان در دنیا

بر خلاف این‌که در مورد خواستگاه کانسارهای آنتیموان در ایران کار چندانی صورت نگرفته است، در سایر نقاط دنیا پژوهش‌های بسیاری در مورد نحوه‌ی تشکیل این نوع کانسارها انجام شده که به‌طور خلاصه می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

❖ در بیشتر مناطق تشکیل کنسارهای آنتیموان در ارتباط با محلول‌های هیدروترمال مرتبط با ماگماهای گرانیته در پهنه‌های برشی می‌باشد که به عنوان مثال می‌توان از کنسارهای آنتیموان در کمربند واریسکن اروپا نام برد (Gumiel and Arribas, 1987). از دیگر کارهای انجام شده در مورد کنسارهای آنتیموان در پهنه‌های برشی می‌توان به پژوهش‌های 1990، Madu et al، 1993، Guillemette & Williams-Jones، 1993، Berger، 1994، Fomino، 1995، Ortega، 2000، Wanger & Cook، 2006، Neiva et al، 2009 و Yang et al اشاره نمود.

❖ رگه‌های سیلیسی آنتیموان - طلا در آلاسکا، استرالیا، بولیوی، کانادا، اروپا، نیوزیلند و چین با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده همراه هستند (Neiva et al, 2008)، و از مهمترین مطالعات انجام شده بر روی کنسارهای آنتیموان رسوبی می‌توان از کارهای 1991، Kibek، 1993، Jiada، 2000، Karayigit، 2002، Gu et al، 2003، Wagner & Boyce، 2004، Distler et al، 2004، Fan et al، 2006، Dai et al، 2006 و Akcay et al نام برد.

❖ در صربستان، بولیوی و جنوب شرق آسیا کنسارهای اسکارن آنتیموان همراه با سرب، روی، تنگستن و قلع در سنگ‌های رسوبی غنی از کلسیم مجاور با گرانیته‌های تصادمی و یا در کمان-های ماگمایی تشکیل شده‌اند (Dill et al, 2008 و Jankovic, 1990). از کارهای انجام شده بر روی کنسارهای آنتیموان ماگمایی می‌توان به پژوهش‌های 1990، Percival et al، Belocky et al، 1991، Dill & Horn، 1998، Stenger et al، 2002، Pamic، 2006 و Raith & Stein، 2006 اشاره نمود.

۱-۶-۲ مهمترین مطالعات انجام شده در رابطه با آنتیموان در ایران

❖ کنسار آنتیموان پتیار که زمین‌شناسی و پدیده‌های کانی‌زایی آن توسط شمسی‌پور دهکردی (۱۳۷۳) بررسی شده است، در ۱۳ کیلومتری شمال شرق شهر انارک واقع شده است. در این کنسار کانی‌زایی به صورت رگه‌ای بوده و دگرگونی سبب تحرک کانی‌های فلزی موجود در رسوبات شده که در فضای خالی سنگ‌ها، مناطق گسله و شکستگی‌ها تمرکز یافته‌اند.

❖ کانسار آنتیموان داشکسن که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناختی و خواستگاه آن توسط نیرومند (۱۳۷۸) مورد بررسی قرار گرفته است، در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرق شهرستان قروه در استان کردستان واقع شده است. این کانسار از قدیمی‌ترین کانسارهای شناخته شده آنتیموان در ایران می‌باشد که یک کانسار رگه‌ای بوده، در میان سنگ‌های خروجی سنوزوئیک قرار گرفته و توسط ساختارهای گسلی کنترل می‌شود. این کانسار جزو کانسارهای تیپ اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین معرفی شده است.

❖ کانسار آنتیموان - آرسنیک - طلای چلیو و کلاته چوبک (کوه سرخ کاشمر) ساخت، بافت، پاراژنز و عوامل کنترل کننده‌ی تشکیل و تمرکز آن توسط نریمانی (۱۳۸۰) بررسی شده است، در ۲۵ کیلومتری شمال کاشمر در مسیر جاده آسفالت نیشابور - کاشمر قرار دارد. کانی‌زایی در این کانسار رگه‌ای، رگچه‌ای و به‌صورت توده‌های کوچک در محل شکستگی‌هایی که در سنگ میزبان ایجاد شده، می‌باشد و یک سیستم اپی‌ترمال طلادار مشابه تیپ کارولین از نوع کم سولفات است. سن این کانسار ائوسن میانی می‌باشد.

❖ بررسی وضعیت ذخایر آنتیموان در ایران با نگرشی به تیپ‌های کانی‌سازی (جعفری‌راد، دلاور، رحیمی، صادقی، ۱۳۸۰).

❖ اندیس معدنی آنتیموان - طلای چوپان واقع در شوراب که زمین‌شیمی، کانی‌شناسی و خواستگاه آن توسط نخبه الفقهای (۱۳۸۶) بررسی شده است، در ۶۸ کیلومتری جنوب شهرستان فردوس واقع است. کانی‌زایی به‌صورت رگه‌ای بوده که رخداد آن در اثر محلول‌های گرمابی در زمان بعد از نئوژن صورت گرفته است و به‌صورت پرشدگی درزه و شکاف‌ها در پهنه‌های گسله و تکتونیزه و در داخل توده ریولیتی دیده می‌شود. در حقیقت کانی‌زایی در کانسار شوراب از نوع پلی‌متال دارای رگه‌های مجزا و جدا از یکدیگر شامل سرب، روی، مس و آنتیموان می‌باشد. زایش آنتیموان در ناحیه شوراب را می‌توان از نوع ذخایر اپی‌ترمال معرفی نمود.

❖ رگه‌های آنتیموان - طلا دار در جنوب نهبندان کانی‌شناسی و زمین‌شناسی آن توسط زرین‌کوب و گرانیان (۱۳۸۹) مورد بررسی قرار گرفته است، در ۷۴ کیلومتری جنوب نهبندان قرار گرفته‌اند. کانی‌زایی در کنگلومرای کرم رنگ پالئوسن و در یک سیستم وراگرمایی رخ داده است و مرتبط با گسل‌های عمیق ریشه می‌باشد.

❖ منطقه طلا - آنتیموان حسن‌آباد کانی‌زایی و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک آن به روش IR/RS توسط اعلمی‌نیا و همکاران (۱۳۸۹) بررسی شده است، در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب نیشابور واقع شده است. کانی‌زایی در یک رگه‌ی کوارتز در امتداد گسل قرار دارد ولی به‌صورت رگچه‌ای، افشان و برشی نیز وجود دارد.

❖ بررسی ژنز کانسار آنتیموان سفیدابه (شرق ایران) توسط فرشیدپور در سال ۱۳۹۱ انجام شد. براساس شواهد زمین‌شناسی صحرایی، مطالعات میکروسکوپی انجام شده، غالب بودن بافت شکافه پرکن، همراهی کانه‌ها، دگرسانی سنگ دیواره (آرژیلیکی و سیلیسی)، عمق کانی‌سازی و سایر داده‌های به دست آمده، کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه از نوع اپی‌ترمال با منشأ ماگمایی می‌باشد.

۱-۳-۶-۱ مهمترین مطالعات انجام شده در رابطه با آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان

❖ بررسی امکان فراآوری کانسار آنتیموان لخشک سیستان و بلوچستان (نادری، ۱۳۸۴). این کانسار در ۳۱ کیلومتری غرب - شمال غرب زاهدان واقع شده است. کانی‌زایی رگه‌ای بوده و در داخل فلیشی‌ها و با امتداد موازی با لایه‌بندی متاسدیمنت‌ها مشاهده می‌شود.

❖ پیر عیارسازی کانسار آنتیموان لخشک با استفاده از روش فلوتاسیون (عبداللهی و همکاران، ۱۳۸۶).

❖ نگاهی به رگه‌های آنتیموان‌دار منطقه لخشک استان سیستان و بلوچستان (بدخشان ممتاز و همکاران، ۱۳۸۶).

❖ بررسی کنترل ساختاری کانی‌زایی آنتیموان در منطقه بائوت (نصرت‌آباد)، جنوب شرق ایران (عامری، ۱۳۸۹). که در طی فعالیت‌های زون برشی و ماگمایی تقریباً بعد از زمان ائوسن، شرایط برای حرکت و ته‌نشست سیالات گرمایی فراهم آمده است. در تداوم اعمال استرس، چرخش‌های ساعتگرد در شکستگی‌های ریدل به وجود آمده است. این چرخش‌ها باعث انحراف بلوک‌های سنگی در طول شکستگی‌های اولیه گردیده‌اند که با حضور سیالات تفریق یافته غنی از آنتیموان، تمرکز کانه به طور عرضی در دیواره گسل ایجاد شده است. بیشترین کانه‌زایی در نوارهای برشی با امتداد ۹۰ تا ۱۱۰ درجه می‌باشد.

❖ ژنز کانسار آنتیموان بائوت (خرمی، ۱۳۹۱). این کانسار در ۸۵ کیلومتری غرب زاهدان قرار گرفته، کانی‌زایی به صورت رگه‌ای در امتداد یک گسل صورت گرفته است و از نوع اپی‌ترمال می‌باشد.

❖ سبک و منشأ کانی‌زایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان (مرادی، راحله، ۱۳۹۱). این کانسار در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق زاهدان واقع شده است. این کانسار شامل دو بخش کانی‌زایی شورچاه در شمال کانسار و توزگی در جنوب کانسار می‌باشد. کانی‌زایی استیبینیت - طلا در این کانسار، رگه‌ای بوده که توسط سیستم گسلی کنترل شده است. سنگ میزبان کانسار در بخش شورچاه گرانیت و در بخش توزگی شیست می‌باشد.

❖ کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان لخشک، در دست مطالعه (مظلوم، غلامرضا، ۱۳۹۶).

۱-۶-۴ مطالعات انجام شده در محدوده مورد مطالعه

❖ گزارش اکتشاف نیمه تفصیلی کانسار آنتیموان سفیدابه (شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، ۱۳۷۷): این کانسار در شمال استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. فاصله آن تا روستای سفیدابه ۴۷ کیلومتر و تا روستای حیدرآباد ۴۰ کیلومتر می‌باشد. آنتیموان به صورت رگه‌ای هیدروترمال، به تبعیت از پهنه گسله و درون واحدهای کنگلومرایی و ماسه سنگی پالئوژن - نئوژن جایگزین گردیده است.

❖ گزارش انجام عملیات احداث راه دسترسی و سکوه‌های حفاری کانسار آنتیموان سفیدابه (شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، ۱۳۷۹).

❖ بررسی کانی‌شناسی و کانی‌زایی آنتیموان در منطقه‌ی حیدرآباد (نه‌بندان - خراسان)، (زرین‌کوب و گرانیان، ۱۳۸۲).

❖ بررسی ژئوشیمیایی و سیالات درگیر کانسار آنتیموان سفیدابه در شمال‌غرب کوه آساگی (یعقوب-پور و اسدی کرم، ۱۳۸۴).

❖ ژنز کانسار آنتیموان سفیدابه (شرق ایران) (فرشیدپور جمیله، ۱۳۹۱).

۱-۶-۵ نقشه‌های تهیه شده از محدوده مطالعاتی حیدرآباد

❖ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه سیاسترگی (سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۷۰).

❖ نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ دریاچه هامون (سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۷۰).

❖ نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ حیدرآباد (شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، ۱۳۹۳).

۱-۷-۷ مطالعه‌ی حاضر

۱-۷-۱-۱ تعریف مسئله

محدوده مطالعاتی با وسعتی در حدود ۱۸ کیلومتر مربع در ۲۲۲ کیلومتری شمال‌غرب زاهدان، در عرض شمالی " ۲۰' ۴۷" تا ۳۳' ۵۰" و طول شرقی " ۲۵' ۰۳" تا ۳۰' ۰۳" واقع شده است. این محدوده از لحاظ پهنه‌بندی ساختاری - رسوبی در بخش بالایی پهنه فلیشی شرق ایران قرار گرفته و بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ دریاچه هامون (سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۷۰) و ۱/۱۰۰۰۰۰ سیاسترگی (سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۷۰) را شامل می‌شود. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل واحدهای رسوبی - آتشفشانی مرتبط به دوران سوم با پی‌سنگ افیولیتی - اولترابازیکی، کرتاسه بالایی - پالئوسن می‌باشند. واحدهای رسوبی دوران سوم شامل نهشته‌های فلیشی گونه ائوسن و واحدهای

سنگی رسوبی - آتشفشانی اولیگومیوسن بوده که به نظر می‌رسد در این میان واحدهای سنگی کنگلومرایی اولیگومیوسن حاوی کانی‌سازی آنتیموان می‌باشند. در حال حاضر این محدوده، جهت اکتشاف آنتیموان در سازمان صنعت و معدن استان سیستان و بلوچستان به ثبت رسیده است و تاکنون هیچ‌گونه مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی آن صورت نگرفته است. از آنجایی که مطالعات کانی‌شناسی، ساخت، بافت، ژئوشیمی و ژنز کانسار نقش مهمی در اکتشاف ذخایر معدنی دارد. انجام این مطالعات در این تحقیق مد نظر قرار گرفته است و به سؤالات زیر پاسخ داده شده است:

۱- ویژگی‌های سنگ میزبان و نقش آن در کانی‌سازی آنتیموان چیست؟

۲- کانی‌های اصلی و فرعی و ساخت و بافت ماده معدنی کدام است؟

۳- انواع دگرسانی و پهنه‌بندی آن در کانسار چگونه است؟

۴- ویژگی‌های ژئوشیمی کانسار کدامند؟

۵- نحوه‌ی تشکیل کانسار (خواستگاه) چگونه است؟

۶- تیپ کانی‌سازی چیست؟

۷- کلیدهای اکتشافی جهت یافتن کانسارهایی مشابه و اقتصادی از این تیپ کانه‌زایی‌ها در مقیاس

محلی و در مقیاس پهنه فلیشی شرق کشور کدامند؟

۸-۱- اهداف

در رابطه با کانسار آنتیموان حیدرآباد، تاکنون هیچ‌گونه مطالعه دقیق و جامعی از نظر ژئومتری یعنی رابطه بین کانه و سنگ میزبان، ساخت و بافت، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سیال درگیر مسئول در

کانه‌زایی صورت نگرفته است؛ لذا مطالعه‌ی این کانسارها به منظور تعیین پارامترهای فوق و بررسی منشأ و تعیین عوامل کنترل کننده تمرکز کانه از اهداف اصلی این بررسی بوده است.

به‌طور کلی اهداف اصلی این تحقیق عبارت بوده‌اند از:

۱- مطالعات زمین‌شناسی - ساختاری و تعیین لیتولوژی‌های دقیق محدوده معدنی و تهیه‌ی نقشه‌های مورد نیاز.

۲- مطالعه‌ی ارتباط بین کانه و کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ میزبان با استفاده از بررسی‌های کانی‌شناسی، بافت، ساخت، توالی پاراژنتیکی و پاراژنز.

۳- بررسی ارتباط تکتونیک با کانه‌زایی.

۴- تجزیه و تحلیل داده‌های زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی در کانسار.

۵- مطالعات سیال درگیر و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات مسئول در کانسار.

۶- تعیین تیپ زایش کانسار.

۱-۹- روش مطالعه

برای انجام این تحقیق مطالعات کتابخانه‌ای، آزمایشگاهی و صحرایی از آغاز تصویب طرح تا تهیه‌ی گزارش نهایی به‌طور خلاصه طی مراحل زیر صورت گرفته است:

۱-۹-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

الف) گردآوری کلیه‌ی سوابق، گزارشات زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی، کتب، مجلات و پایان نامه‌های مرتبط و مطالعات مقدماتی مربوط به محدوده مورد نظر به همراه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ هامون و ۱:۱۰۰۰۰۰ سیاسترگی.

ب) تعبیر و تفسیر مطالعات قبلی و جمع آوری متون و مقالات جدید در ارتباط با موضوع پژوهش و استفاده از کتب، مجلات و پایگاه‌های اطلاع رسانی (اینترنت) به منظور دسترسی به اطلاعات مقالات الکترونیکی روز.

ج) استفاده از تجربیات و اطلاعات افراد مجرب در این زمینه.

۱-۹-۲- مطالعات صحرایی

الف) بررسی و بازدید مقدماتی منطقه با توجه به اطلاعات، نقشه‌ها و گزارش‌های منتشر شده قبلی جهت آشنا شدن با محدوده مطالعاتی و برداشت‌های مقدماتی.

ب) انجام مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در مساحتی برابر با ۱۸ کیلومتر و در ادامه تهیه نقشه زمین‌شناسی - معدنی با مقیاس بزرگ‌تر (۱:۱۰۰۰).

پ) تعیین ارتباط کانه‌زایی با ساختارهای منطقه.

ت) برداشت نمونه از واحدهای سنگی منطقه، کانسنگ و پهنه‌های دگرسانی و مغزه‌های حفاری و توصیف صحرایی و مطالعه واحدهای سنگی.

ث) تعیین موقعیت نمونه‌های برداشت شده با GPS، ثبت و مشخصات واحدهای نمونه‌برداری (ضخامت و گسترش، شیب و امتداد و مشخصات ظاهری آن‌ها).

ج) مطالعه ژئومتری، بافت و ساخت ماده معدنی.

چ) نمونه برداری: نمونه برداری در سه مقطع و در راستای افقی و قائم از سنگ‌های فرودیواره، سنگ‌های میزبان، کانسنگ آنتیموان و سنگ‌های فرادیواره انجام شد، که مبتنی بر تغییرات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، بافتی و دگرسانی از سنگ میزبان و ماده معدنی بوده است.

۱-۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی

- الف) تهیه‌ی ۵۸ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی برداشت شده به منظور انجام مطالعات پتروگرافی.
- ب) تهیه‌ی ۲۳ مقطع صیقلی از نمونه‌های کانسنگ برداشت شده به منظور شناسایی کانه‌های فلزی و تعیین پاراژنز آن‌ها.
- پ) تهیه‌ی ۱۷ مقطع نازک - صیقلی از نمونه‌های سنگی - کانسنگی برداشت شده به منظور بررسی روابط بافتی، شناسایی و تعیین پاراژنز کانه‌ها و ارتباط کانی‌ها با یکدیگر.
- ت) آنالیز ۱۴ نمونه به روش XRD به منظور انجام مطالعات کانی‌شناسی و تعیین دگرسانی.
- ث) آنالیز ۴۴ نمونه به روش XRF و ICP-MS از نمونه‌های سنگ‌های میزبان و کانسنگ جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی و استفاده از نتایج آن‌ها به منظور تعبیر و تفسیر ژئوشیمیایی و نهایتاً تعیین منشأ کانسار.
- ج) تهیه‌ی ۱ مقطع دو بر صیقل جهت تعیین شرایط فیزیکی شیمیایی سیالات مسئول در کانه‌زایی.
- چ) آنالیز ۱ نمونه کانسنگ به روش میکروپروپ به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های آنتیموان.
- ح) تجزیه، تحلیل و تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی - آزمایشگاهی، تعبیر و تفسیر آن‌ها و نتیجه‌گیری.

۱-۱۰-۱- تدوین و نگارش پایان نامه

نتایج حاصل از مراحل قبلی با مطالعه‌ی کتاب‌های مرجع، مقالات و نیز استفاده از نرم افزارهای کامپیوتری از جمله: Office, Excel, Arcmap, Google Earth و Surfer دسته‌بندی، پردازش و تلفیق گردیده و در پژوهش به کار رفته است.

۱-۱۱- مختصری در مورد فلز آنتیموان (Antimony)

۱-۱۱-۱ تاریخچه

آنتیموان (واژه یونانی است که از anti به علاوه monos تشکیل شده است، به معنی فلزی که به تنهایی یافت نمی‌شود) در دوران باستان در ترکیبات مختلف شناخته شد و بعدها در اوایل قرن ۱۷ بعنوان یک فلز شناسایی شد. وجود این فلز را اولین بار در سال ۱۴۵۰، "Tholden" به طور علمی گزارش کرد. استینیت، سولفید طبیعی آنتیموان در دوران مسیح به عنوان دارو و وسیله آرایش کشف و مورد استفاده قرار گرفت. کشف این ماده در گورهای مصریان باستان این گفته را به اثبات می‌رساند. نام‌های مختلفی از قبیل سنگ سرمه، استیمی، کحل و ... برای آنتیموان استفاده می‌شده است. نیاکان ما در روزگاران کهن، آنتیموان را در ترکیبات مختلف شناسایی کرده و به عنوان سنگ سرمه مورد استفاده قرار می‌دادند. جابر بن حیان شیمیدان ایرانی این ماده را آنتیمونیوم نامید که بعدها لاوازیه آن را آنتیموان نامید. ارتباط بین نام جدید آنتیموان و نماد آن پیچیده است. نام قبلی برای پودر آرایشی سولفید آنتیموان، توسط یونانیان بکار گرفته شد و بعد در زبان لاتین هم وارد شد که نتیجه آن واژه stibium است. "Jacob Berzelius" کاشف علم شیمی در نوشته‌های خود نام اختصاری Sb را برای آنتیموان به کار برده و این نام هم‌چنان مورد استفاده است.

۱-۱۱-۲ خصوصیات فیزیکی

آنتیموان فلزی است به رنگ سفید - نقره ای (یا سفید قلعی) تا سفید - آبی رنگ، یا خاکستری با جلای نقره ای با نماد Sb، عدد اتمی ۵۱، وزن اتمی ۸/۱۲۱، وزن مخصوص در دمای ۲۶ درجه سانتیگراد، ۶/۶۹ گرم بر سانتی متر مکعب، سختی ۵/۳ - ۳ در مقیاس موس، نقطه جوش ۵۴۲۵ درجه سانتی گراد و نقطه ذوب ۶۳۱ درجه سانتی گراد. این فلز بسیار ترد و شکننده، جامد و بلورین است که خواص هدایت گرمایی و الکتریکی ضعیفی دارد و به صورت خالص یا عمدتاً به شکل کانه استینیت در طبیعت یافت می‌شود.

۱-۱-۳ کاربرد

استفاده از آنتیموان در صنایع نیمه هادی و در تولید دیودها ، موج یاب‌های مادون قرمز و وسایل Hall effect - رو به افزایش است. این شبه فلز، به‌صورت آلیاژ موجب افزایش سختی و مقاومت مکانیکی سرب می‌شود. مهمترین کاربرد فلز آنتیموان به‌عنوان سخت‌کننده سرب در خازن‌ها، باتری‌ها، آلیاژهای ضد اصطکاک، فلز ویژه حروف چاپ ، گلوله‌های رسام، جنگ افزارهای کوچک و روکش کابل می‌باشد.

از ترکیبات آنتیموان به‌صورت اکسیدها، سولفیدها، آنتیموان سدیم و تری‌کلرید آنتیموان در ساخت ترکیبات ضدحریق، لعاب سرامیک، شیشه، رنگ و سفالگری استفاده می‌شود. تری‌اکسید آنتیموان مهمترین ترکیبات آنتیموان است و بیشتر در تنظیمات واپسگر آتش استفاده می‌شود. کاربردهای واپسگر آتش در مواردی مانند لباس بچه ، اسباب بازی ، هواپیما و روکش صندلی اتومبیل است.

آنتیموان نسبت به ذخایر مس، سرب و روی حجم کمتری دارد. بیشتر کانسارهای آنتیموان با سنگ-های دگرگونی همراه است و معمولاً در کمرندهای کوهزایی پدید می‌آیند (Akçay et al, 2006). در ادامه تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان را مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۱ - ۱۲- تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان

کانسارهای آنتیموان به نسبت جوان هستند. آنچه که یقین می‌توان گفت این است که از نظر زمانی هیچ کانسار آنتیموانی با سن پرکامبرین و پالئوزوئیک پیشین شناخته نشده است به جز چند کانسار آنتیموان که وابسته به چرخه کانی‌سازی هرسی‌نین هستند. کانسارهای آنتیموان بیشتر در کوهزایی آلپی به‌ویژه آلپی جوان به‌وجود آمده‌اند (قربانی ۱۳۸۶). در مورد رده‌بندی کانسارهای آنتیموان دیدگاه‌های متفاوتی مطرح گردیده است که در اینجا به برخی از مهمترین دیدگاه‌ها اشاره شده است.

• تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان بر اساس دما

کانسارهای آنتیموان بر اساس تقسیم بندی لیندگرن (Lindgren, 1933) جزء کانسارهای هیدروترمال قرار می‌گیرد. طبق این تقسیم‌بندی کانسارهای هیدروترمال به هیپوترمال (دما بالا و نزدیک به توده نفوذی)، مزو ترمال (حدواسط) و اپی ترمال (دما پایین و دور از منبع) تقسیم می‌شوند. کانسارهای آنتیموان اغلب در سطح یا نزدیک سطح زمین در اثر تحولات محلول‌های گرمابی دارای دمای پایین، که از درون گسل‌های عمیق به سمت لایه‌های فوقانی و نزدیک سطح زمین هدایت می‌شوند، به وجود می‌آیند. دمای تشکیل این کانسارها بین ۴۵ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و غالباً بین ۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اغلب این کانسارها در چرخه آلپین به وجود آمده‌اند و کانسارهای قدیمی‌تر از فاز کالدونین کشف نشده است. تشکیل کانسارهای اقتصادی آنتیموان نسبت به دیگر فلزهای پایه و بنیادین بسیار محدود می‌باشد. در ایران ذخایر آنتیموان به ترتیب در شمال شرق ایران، شمال غرب ایران و بخش ایران مرکزی بیشتر از سایر نقاط متمرکز است.

• تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان بر اساس موقعیت مکانی

کانسارهای آنتیموان معمولاً در کمربندهای کوهزایی پدید می‌آیند. این کانسارها بر اساس موقعیت جایگیریشان در ساختارهای ناحیه‌ای به دو گروه تقسیم می‌شوند: کانسارهای گروه اول در داخل کمربندهای فلززایی جهانی تجمع یافته‌اند. کانسارهای آنتیموان کمربندهای اقیانوس آرام، دریای مدیترانه و آسیای مرکزی به این گروه تعلق دارند. این کمربند با مناطق چین خورده آلپ و تا حدودی با مناطق چین خورده واریسکین مطابقت دارد. کانسارهای گروه دوم از نظر فراوانی کمتر بوده و خارج از محدوده کمربندهای فلززایی جهانی قرار گرفته‌اند (مانند رگه‌های کوارتز - آنتیموان طلا دار، سلسله کوه‌های مورچیسون در آفریقای جنوبی و کانسارهای آنتیموان غرب استرالیا و اسکاندیناوی) (بابازاده، ۱۳۸۳).

ذخایر آنتیموان در کمر بند واریسکین اروپا نتیجه‌ی مستقیم یا غیر مستقیم فرایندهای ماگمایی است. برخی از رگه‌های آنتیموان در این کمر بند با گرانیتهای هرسینین ارتباط مستقیم دارند (Gumiel , 1987).

• تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان بر اساس موقعیت مکانی

کانسارهای آنتیموان معمولاً در کمر بندهای کوهزایی پدید می‌آیند. این کانسارها بر اساس موقعیت جایگیری‌شان در ساختارهای ناحیه‌ای به دو گروه تقسیم می‌شوند: کانسارهای گروه اول درون کمر بندهای فلززایی جهانی تجمع یافته‌اند. کانسارهای آنتیموان کمر بندهای اقیانوس آرام، دریای مدیترانه و آسیای مرکزی به این گروه تعلق دارند. این کمر بند با مناطق چین خورده آلپ و تا حدودی با مناطق چین خورده واریسکین مطابقت دارد. کانسارهای گروه دوم از نظر فراوانی کمتر بوده و خارج از محدوده کمر بندهای فلززایی جهانی قرار گرفته‌اند (مانند رگه‌های کوارتز - آنتیموان طلا دار، سلسله کوه‌های مورچیسون در آفریقای جنوبی و کانسارهای آنتیموان غرب استرالیا و اسکاندیناوی) (بابازاده، ۱۳۸۳).

ذخایر آنتیموان در کمر بند واریسکین اروپا نتیجه‌ی مستقیم یا غیر مستقیم فرایندهای ماگمایی است. برخی از رگه‌های آنتیموان در این کمر بند با گرانیتهای هرسینین ارتباط مستقیم دارند (Gumiel , 1987).

• تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان بر اساس منشأ

یکی از مهمترین تقسیم بندی‌های کانسارهای آنتیموان می‌باشد که توسط اسمیرنوف (Smirnov, 1976)، به صورت زیر ارائه شده است:

- کانسارهای گرمابی با منشأ پلوتونیکی

- کانسارهای گرمابی با منشأ آتشفشانی

- کانسارهای لایه‌ای (استراتیفرم)

- کانسارهای گرمابی با منشأ پلوتونیکی

منبع حرارتی و کانه ساز در این قبیل کانسارها سنگ‌های نفوذی گرانیتی، دیوریتی و مونزونیتی هستند. در این کانسارها ماده معدنی به دو صورت ظاهر می‌شود:

(۱) کانسارهای چند فلزی: کانی اصلی در کانسارهای چند فلزی استینیت است که همراه با کوارتز و کربنات به صورت رگه‌ای در سنگ میزبانی از جنس شیست‌های دگرگونی، دولومیت‌ها و سنگ‌های آهکی قرار می‌گیرد. علاوه بر استینیت کانی‌های دیگری مانند آرسنیک و پیریت، کالکوپیریت، برتیریت، گادماندیت، شلیت، گالن، اسفالریت، جامسونیت، بولانژیت و آنتیموان خالص در این کانسارها وجود دارند که از اهمیت کمتری برخوردارند. توده معدنی در این کانسارها علاوه بر رگه‌ای به شکل ستونی و عدسی نیز دیده می‌شوند. این نوع کانسارها بیشتر در مناطق گسل خورده وجود دارند.

(۲) کانسارهای کوارتز - استینیت: کانی عمده و اصلی در این نوع کانسارها نیز مانند کانسارهای چند فلزی استینیت است و کانی‌های پیریت، آرسنوپیریت، برتیریت، گادماندیت، سیدریت، کلریت و سریسیت در درجه دوم اهمیت قرار دارند. سنگ میزبان این کانسارها بیشتر شامل ماسه سنگ، گنیس، شیست‌های رسی و شیست‌های دگرگونه است. توده‌های معدنی عمدتاً به شکل رگه‌ای بوده و کانی سازی عمدتاً در کنترل گسل‌ها می‌باشد.

• تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان بر اساس محیط تشکیل

تشکیل کانسارهای آنتیموان بر اساس محیط تشکیل آن‌ها متنوع است که مهمترین تقسیم بندی این کانسارها طبق محیط تشکیل توسط (Dill, 2009) ارائه شده است (جدول ۱ - ۱).

جدول ۱-۲: تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان (Dill, 2009).

کانسارهای تیپ رگه‌ای و جایگزینی مرتبط با گرانیته‌ها		کانسارهای آنتیموان ماگمایی
کانسارهای آنتیموان-طلا-جیوه-آرسنیک تیپ اسکارن (تیپ Sarawak)		
کانسارهای انتشاری آنتیموان-طلا-نقره با میزبان کربناته (تیپ کارلین)		
کانسارهای آنتیموان سولفیداسیون بالا		
کانسارهای آنتیموان-جیوه سولفیداسیون پایین		
کانسارهای آنتیموان مرتبط با سنگ های بازیک و کمرندهای گرین استون		
کانسارهای آنتیموان تک فلزی	کانسارهای آنتیموان – طلا مزوترمال در زون های برشی	کانسارهای آنتیموان مرتبط با ساختارها
کانسارهای آنتیموان چند فلزی		
کانسارهای آنتیموان رسوبی-دیاژنتیک تک فلزی	کانسارهای آنتیموان استراتی باند	کانسارهای آنتیموان رسوبی
کانسارهای جیوه-آنتیموان-تنگستن در آرژیلیت‌های کربن‌دار و گرافیت شیسته‌ها		
کانسارهای چند فلزی آنتیموان در شیل های سیاه		
زغال سنگ‌های غنی از استیبنیت		

❖ کانسارهای آنتیموان ماگمایی

این گروه از کانسارها به شش گروه تقسیم می شوند:

✓ کانسارهای تیپ رگه‌ای و جایگزینی مرتبط با گرانیته‌ها

این نوع از کانسارهای آنتیموان مرتبط با گرانیته‌های برخوردی بوده و در مرز سنگ‌های ساب ولکانیک آندزیتی تا داسیتی با سنگ آهک‌ها رخ می‌دهند. این کانسارها با برش‌های گسلی که توسط کلسیت سیمانی شده‌اند، همراه می‌باشند. کانی‌زایی به صورت استینیت، قلع، سرب، روی، مس، آرسنیک، نقره و باریم می‌باشد.

دمای تشکیل این تیپ از کانسارها در گستره‌ای از مزوترمال تا اپی‌ترمال قرار می‌گیرد و استینیت در فاصله دورتر از موتور حرارتی تشکیل می‌گردد. نمونه‌ای از این کانسارها در صربستان، جنوب تایلند و ترکیه یافت شده است.

✓ کانسارهای آنتیموان - طلا - جیوه - آرسنیک تیپ اسکارن (تیپ Sarawak)

این کانسارها چند فلزی بوده و در سنگ‌های رسوبی غنی از کلسیم مجاور با گرانیته‌های تصادمی یا در کمان‌های ماگمایی تشکیل می‌شوند. سنگ‌های داسیتی و پورفیری میکروگرانودیوریتی نیز همراه این کانسارها هستند و نمونه‌هایی از این کانسارها در جنوب شرق آسیا، مالزی و اتریش یافت شده است.

✓ کانسارهای انتشاری آنتیموان - طلا - نقره با میزبان کربناته (تیپ کارلین)

در این نوع کانسارها مانند کانسارهای مقدونیه، طلا در مراحل اولیه و استینیت در مراحل آخر تشکیل می‌شود و همچنین دارای رآلگار، اورپیمنت و سینابر نیز می‌باشند که در حاشیه این کانسارها قرار گرفته‌اند. این کانسارها در مقایسه با کانسارهای تک فلزی استینیت، آرسنیک زیادی دارند و فاقد آرسنوپیریت می‌باشند.

✓ کانسارهای آنتیموان سولفیداسیون بالا

این نوع کانسارها عقب‌تر از کانسارهای اپی ترمال طلا - مس و پورفیری‌های مرتبط با قوس در پوسته لیتوسفری نسبتاً ضخیم، رخ می‌دهند. این نوع کانسارها در ارتباط با سنگ‌های ولکانیکی پیروکلاستیک با ترکیب داسیتی و محلول‌های هیدروترمال هستند. سنگ‌ها در این نوع کانسارها سیلیسی، آلونیتی و آرژیلیتی هستند و کانی‌زایی به صورت استوک ورک و رگچه ای می‌باشد. این نوع کانی‌زایی در ارتباط با کانی‌زایی قلع بوده و نمونه‌هایی از آن در جنوب شرق آسیا وجود دارد.

✓ کانسارهای آنتیموان - جیوه سولفیداسیون پایین

این نوع کانی‌زایی مانند کانسارهای موجود در ایتالیا و یونان، همراه با سنگ‌های آندزیتی و ریولیتی بوده و شامل استینیت، پیریت و طلای پنهان می‌باشد. چرخش سیالات هیدروترمال کانی‌زا در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی نئوژن و چشمه‌های آب گرم می‌باشد. عیار فلزات گرانبها در این نوع کانسارها پایین است و استینیت در فاصله دورتر نسبت به مس - طلا - مولیبدن، از زون فرورانش قرار می‌گیرد.

✓ کانسارهای آنتیموان مرتبط با سنگ‌های بازیک و کمربندهای گرین استون

این نوع کانسارها مانند کانسارهای موجود در ژوهانسبورگ، با سنگ‌های بازیک تا الترابازیک و کمربندهای گرین استون در ارتباط می‌باشند. علاوه بر استینیت، طلا نیز در این کانسارها یافت می‌شود.

❖ کانسارهای آنتیموان مرتبط با ساختارها

✓ کانسارهای آنتیموان - طلا مزو ترمال در زون‌های برشی

این نوع کانسارها خود به دو دسته‌ی تک فلزی و چند فلزی تقسیم بندی می‌شوند که دارای تفاوت‌هایی با یکدیگر می‌باشند.

- کانسارهای آنتیموان تک فلزی

این نوع کانی‌زایی‌ها شامل استینیت بوده ولی ممکن است مقدار کمی سرب، مس و روی نیز در آن‌ها وجود داشته باشد و مقدار طلا نیز در آن‌ها کم می‌باشد. این نوع رگه‌ها در زون‌های برشی که دگرگونی ضعیفی را تحمل کرده‌اند رخ می‌دهد و در فاصله‌ای دورتر از موتور حرارتی قرار می‌گیرند.

- کانسارهای آنتیموان چند فلزی

این نوع کانسارها دارای استینیت - طلا - تنگستن - قلع - آرسنیک - سرب - روی بوده، از سولفوسالت‌ها نیز غنی می‌باشند و در فاصله‌ای نزدیک‌تر به موتور حرارتی نسبت به کانسارهای آنتیموان تک فلزی قرار می‌گیرند. این نوع کانسارها در ارتباط با کمربندهای چین خورده کوه‌زایی می‌باشند و نمونه‌هایی از آن در آلمان، پرتغال، فرانسه و کمربند واریسکن اروپا مشاهده شده است.

❖ کانسارهای آنتیموان رسوبی

✓ کانسارهای آنتیموان استراتی باند

در این گونه کانسارها، ماده معدنی حالت لایه ای و یا عدسی های نازک و پهن منفرد میان لایه‌ای دارد و همراه با سنگ‌های فراگیر جایگزین شده است. این گونه کانسارها در زون‌های میو ژئوسنکلینال و پلاتفرم‌ها و لایه‌های کربناتی که به وسیله شیل‌ها پوشیده شده است، پدید می‌آیند. ماده معدنی از کانال‌هایی که در اثر روراندگی های گسله ایجاد شده وارد لایه های بالایی می شوند و در بین سنگ های سیلیسی - آهکی قرار می گیرند. ماده معدنی از چند صد متر تا یک کیلومتر در درازی لایه و تا ۱۰۰۰ متر در شیب لایه و با سبزی ۴۰ تا ۵۰ متر می تواند گسترش داشته باشد (Dill, 2009). که به سه گروه تقسیم می‌شود:

- کانسارهای آنتیموان رسوبی - دیاژنتیک تک فلزی

این نوع کانی‌زایی در رگچه‌ها، حفره‌ها و لایه‌های چرت رخ می‌دهد. مهم‌ترین کانی استینیت

بوده که علاوه بر آن مقدار کمی پیریت، پیرویت و اسفالریت نیز وجود دارد. باطله اصلی در

این نوع کانی‌زایی کوارتز و کلسیت می باشد.

- کانسارهای جیوه - آنتیموان - تنگستن در آرژیلیت‌های کربن دار و گرافیت شیست‌ها کانی‌زایی در این نوع کانسارها به صورت استینیت، سینابر، پیریت، آرسنوپیریت و طلا، سولفیدهای فلزات پایه، مارکاسیت، رآلگار و اورپیمنت می باشد. نمونه‌هایی از این نوع کانسارها در ترکیه شناسایی شده است.

- کانسارهای چند فلزی آنتیموان در شیل‌های سیاه

سنگ میزبان این نوع کانی‌زایی شیل‌های سیاه می باشد و نمونه‌هایی در جنوب چین وجود دارد.

❖ زغال سنگ‌های غنی از استینیت

این نوع زغال سنگ‌ها برای استینیت استخراج نمی‌شوند و در جنوب چین نمونه‌هایی از آن شناسایی شده است.

۱- ۱۳- پراکندگی آنتیموان

۱- ۱۳- ۱- آنتیموان در دنیا

کانی‌سازی آنتیموان اکثراً با سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط در ارتباط است. عیار آنتیموان ۱۰ تا ۶۰ درصد و میزان ذخیره کمتر از ۰/۲۵۰ در میلیون تن است (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۱). کانسارهای آنتیموان به نسبت جوان هستند. آن‌چه که یقین می‌توان گفت این است که از نظر زمانی هیچ کانسار آنتیموانی با سن پرکامبرین و پالئوزوئیک پیشین شناخته نشده است به جز چند کانسار آنتیموان که وابسته به چرخه کانی‌سازی هرسی نین هستند. کانسارهای آنتیموان بیشتر در کوهزایی آلپی به‌ویژه آلپی جوان به‌وجود آمده‌اند (قربانی ۱۳۸۶). ذخایر آنتیموان در آفریقای جنوبی، منطقه‌ی مدیترانه، آسیای مرکزی و اقیانوس آرام قرار دارند (بابازاده و همکاران، ۱۳۸۳). قسمت اعظم کانسارهای آنتیموان (به جز در جنوب آفریقا) در سه کمربند ۱- مدیترانه، یوگسلاوی، ترکیه ۲- چین، تایلند،

اندونزی ۳- پرو، شیلی، بولیوی قرار دارند (جعفری راد و همکاران، ۱۳۸۰). بزرگترین ذخایر آنتیموان دنیا در چین به خصوص ایالت هونان واقع شده‌اند (Hutchison, 1985). از دیگر کشورهای تولید کننده آنتیموان در جهان، فرانسه، الجزایر، مکزیک، اتریش، مجارستان، آفریقای جنوبی، استرالیا، ترکیه و تایلند هستند. محصول سالیانه آنتیموان جهان در حدود ۴۰۰۰۰ تن است که بیش از ۷۰ درصد آن تنها در کشور چین تولید می‌شود. مجموع ذخایر آنتیموان تولیدی جهان ۱۶۲۵۰۰۰ تن بوده که از این رقم ۲۱ درصد در بولیوی، ۱۷ درصد در چین، ۱۶ درصد در آفریقای جنوبی، ۱۱ درصد در شوروی سابق و ۷ درصد در تایلند تولید شده است. در سال ۱۹۸۴، ایران یکی از عمده کشورهای خریدار آنتیموان بوده که حدود یک هزار تن از این ماده را از بازار جهانی خریداری کرده که در صنایع نظامی به کار گرفته شده است (جعفری راد و همکاران، ۱۳۸۰). حدود ۱۰ درصد ذخایر "آنتیموان" جهان در سیستان و بلوچستان قرار دارد و این در حالی است که در سال ۱۳۹۵، با راه‌اندازی معدن و کارخانه پالوت تولید شمش این فلز در منطقه "سفیدآبه"، کشورمان به جمع ۶ تولید کننده این ماده استراتژیک پیوسته است.

۱- ۱۳-۲- آنتیموان در ایران

زایش آنتیموان در جهان به صورت کانسارهای اقتصادی نسبت به دیگر فلزات پایه و بنیادی خیلی محدود است. خوشبختانه در کشور ما این نوع ذخایر به صورت کانسار و اندیس‌های معدنی در چهار بخش به ترتیب بخش شمال شرقی ایران، بخش شمال غربی ایران، بخش ایران مرکزی و شرق ایران بیشتر از دیگر نقاط متمرکز می‌باشد (شکل ۱ - ۶). در ایران این ذخایر اکثراً به صورت رگه و رگچه‌ای و توده‌های کوچک اشباعی به‌ویژه در باریکه‌های تکتونیکی و سیستم درز و شکستگی‌های منطقه دیده می‌شوند. سنگ میزبان این رگه‌ها از لحاظ سنی و استراتیگرافی طیف وسیعی را دارند و کانی‌زایی بیشتر در مراحل اپی ترمال و با کمک محلول‌های گرمایی به وجود آمده است (جعفری راد و همکاران، ۱۳۸۰). به‌طوری که از سنگ‌هایی به سن پرکامبرین مانند کانسارهای مغالو، زره شوران تا ولکانیک‌ها و ساب ولکانیک‌های جوان‌تر از میوسن (نظیر کانسارهای بهارلو - داشکسن) می‌توانند تغییر کنند.

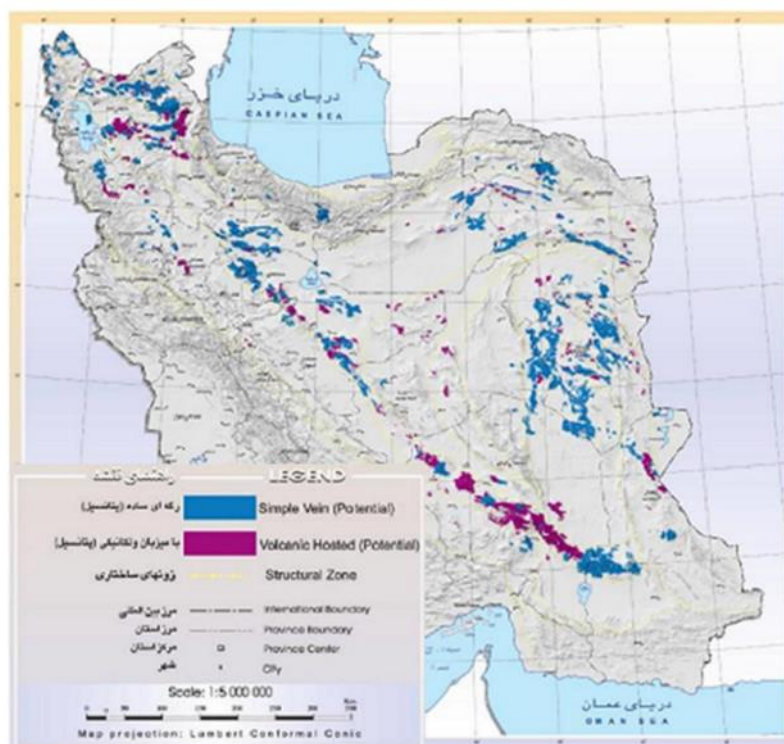
کشور ایران در کمر بند ولکانیکی آلپ - هیمالیا قرار می گیرد و از نقطه نظر رخداد، این کمر بند می تواند مکان های مناسبی برای زایش آنتیموان به خصوص در زمان فاز کوهزائی آلپین به حساب آید. و به خصوص این که پراکندگی سنگ های آتشفشانی جوان و وجود چشمه ها و چرخه های متعدد آب گرم در مسیر کمر بندهای ولکانیکی و پهنه های اپی ترمال برای کشف ذخایر جدید آنتیموان در پهنه های ایران زمین مکان های مناسبی می باشند. به ویژه این که کانسارهای آنتیموان می توانند مقادیر متنابهی از طلا، نقره، جیوه، آرسنیک و دیگر عناصر کمیاب را به همراه داشته باشند. به جز کانسار چوپان واقع در خراسان جنوبی که کانی زایی آنتیموان آن از نوع اکسیدی و کانی اصلی آنتیموان دار آن استیبنونیت ($SbSb_2O_6(OH)$) است (Roskill, 1997)، کانسارهای معروف آنتیموان ایران دارای کانی زایی سولفیدی می باشند و کانی اصلی آنتیموان دار در آن ها استیبنیت می باشد. کانسارها و آثار معدنی شناخته شده ی آنتیموان در ایران در جایگاه های متفاوتی ظاهر شده اند که کانسارها و اندیس های معدنی ذکر شده در جدول ۱-۲ تاکنون در ایران شناسایی شده است.

جدول ۲-۲: کانسارها و اندیس‌های آنتیموان دار در ایران.

کانسار آنتیموان - آرسنیک طلا دار کوه سرخ کاشمر (چلپو)	اندیس سرب آنتیموان داردق سراجی بشرویه
کانسار آنتیموان سرب دار پشت کله نگینان بشرویه	کانسار آنتیموان شورآب فردوس
کانسار آنتیموان شند محمود فردوس	کانسار آنتیموان سه قلعه فردوس
کانسار چشمه زرد ارغش (نیشابور)	کانسار آنتیموان پتیار انارک
کانسار آنتیموان ترکمنی انارک	کانسار آنتیموان ورتون (وارطان) سگری اصفهان
کانسار آنتیموان مغالو ماه نشان	کانسار آنتیموان عربشاه تکاب
کانسار زرنیخ آنتیموان طلا دار زرشوران تکاب	کانسار آنتیموان آق دره تکاب
کانسار آنتیموان بهارلو - داشکسن قروه	کانسار آنتیموان سیرزال تربت جام
کانسار آنتیموان معدن متروکه بالدرقانی (تکاب)	کانسار آنتیموان سفیدابه (سیستان و بلوچستان)
کانسار آنتیموان لخشک (سیستان و بلوچستان)	کانسار آنتیموان باثوت (سیستان و بلوچستان)
کانسار آنتیموان چاه بریش (سیستان و بلوچستان)	کانسار آنتیموان شورچاه (سیستان و بلوچستان)
نشانه معدنی قصون کاشمر	نشانه معدنی بخیربلاغی (شمال تکاب)
نشانه معدنی سنگ سنگوتا (خراسان)	نشانه معدنی شوکتو (شمال تکاب)
نشانه معدنی فقیره (همدان)	رگه آنتیمونیت ناحیه آتش خسرو - اهر

با بررسی اجمالی از نتایج حاصله چنین به نظر می‌رسد که تمرکز پهنه‌های آنتیموان دار در نواحی مرکزی استان خراسان حد فاصل کاشمر، فردوس و بشرویه و همچنین نواحی شمال غربی ایران ما بین ماه نشان، تکاب و قروه و بالاخره ایران مرکزی حد فاصل ورتون - انارک بیشتر از بقیه نقاط می‌باشد. اخیراً نیز اثراتی از آنتیموان در استان کرمان کشف گردیده است که با اکتشافات بیشتر می‌توان به کیفیت ذخیره پی برد. به غیر از مناطق یاد شده تعدادی از اندیس‌ها و کانسارهای آرسنیک در ایران مانند پهنه‌های آرسنیک دار اهر و جلفا (کانسارهای ولیلو، سیاه رود، خوینرود، کلیسا کندی، ورکه و

غیره) و همین طور کوه هنگام واقع در شرق گناباد می‌توانند از نقطه نظر کانی‌زایی آنتیموان پهنه‌های متعددی به حساب آیند. زیرا معمولاً ذخایر آرسنیک‌دار مقادیری آنتیموان، جیوه و طلا را به همراه دارند. افزون بر ذخایر یاد شده مقادیری آنتیموان را نیز می‌توان به‌صورت محصولات فرعی از کانه‌هایی نظیر تتراهدريت در ذخایر مس‌دار و یا سرب آنتیموان‌دار به‌صورت جاسمونیت، بولانژیت و بورنوتیت و غیره استحصال نمود.



شکل ۲-۴: نقشه پراکندگی و محیط‌های مناسب و پتانسیل دار آنتیموان در ایران (WWW.gis.ir).

۱-۴- ذخایر آنتیموان در ایران با نگرشی بر شرق کشور

پهنه‌های وسیعی از سنگ‌های ولکانیکی ترشیری در شرق و نقاط زیادی از گستره‌ی ایران زمین، همراه با فرایندهای کانی‌زایی مهمی بوده است. در این میان کنسارهای هیدروترمالی آنتیموان یکی از این موارد است. از طرف دیگر فعالیت‌های ولکانیکی و پلوتونیکی فراوان در ادوار گذشته‌ی زمین‌شناسی این مرز و بوم توانمندی‌های دیگری را فراهم کرده است، که نیاز به مطالعه و شناخت بیشتری دارد (طاهری، ۱۳۷۱). منابع و ذخایر نسبتاً بزرگی از آنتیموان در استان سیستان و

بلوچستان شناسایی شده است. مهمترین آن‌ها کانسارهای لخشک، خواجه مسک، سفید سنگ، چاه بریش، سفیدابه، بائوت و شورچاه می‌باشند که کانسار آنتیموان حیدرآباد یکی از مناطق کانی‌زایی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان می‌باشد (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۸۲). از آنجایی که آنتیموان موجود در کانسار حیدرآباد از نوع سولفیدی و یا به عبارتی استیبنیت می‌باشد از این پس در این تحقیق از نام استیبنیت برای نوع سولفیدی آنتیموان استفاده می‌گردد.

فصل دوم: زمین شناسی

۲-۱- مقدمه

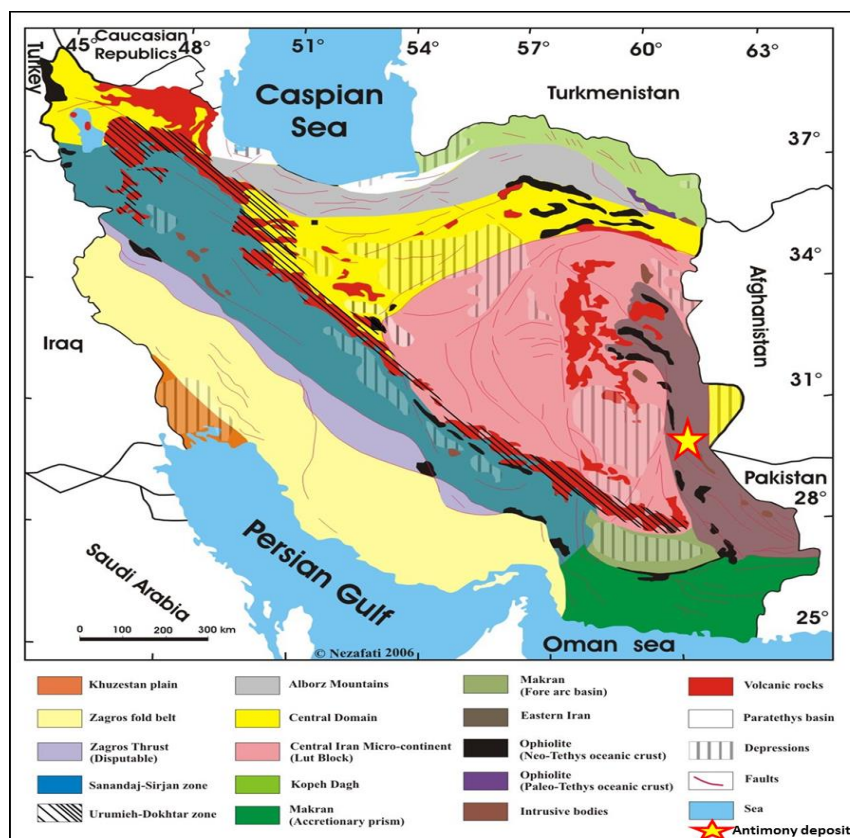
بر پایه‌ی مطالعات زمین‌شناسی ایران نشان‌گر آن است که فرایندهای بیرونی و درونی زمین، در زمان و مکان‌های مختلف، پیامدهای متفاوتی داشته‌اند و به همین دلیل، الگوی ساختاری، تحولات زمین-ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی، پیچیدگی خاصی دارد. ناهمسانی رسوبی و ساختاری تا بدان جا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد. این عامل باعث شد تا از دیرباز محققان زیادی دست به تقسیم‌بندی ایران به پهنه‌های رسوبی - ساختاری بزنند. طبق نظر آقائباتی (۱۳۷۹)، نقشه زمین‌شناسی ایران را می‌توان به پهنه‌های رسوبی - ساختاری شامل: پهنه زاگرس تراست - چین شرق ایران، پهنه سنج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه - دختر، پهنه ایران مرکزی، پهنه فلیشی شرق ایران سیستان، بلوک لوت، پهنه البرز، کپه داغ و مکران تقسیم‌بندی نمود (شکل ۲-۱). با توجه به این‌که شناخت انواع کانی‌زایی، بدون شناخت ویژگی‌های زمین‌شناسی امکان‌پذیر نیست و از طرفی تشکیل بیشتر کانسارها در ارتباط با ساختارهایی در مقیاس وسیع می‌باشد، در این فصل ابتدا به بیان موقعیت زمین‌شناسی ایران در کمربند آلپ - هیمالیا پرداخته شده و با توجه به قرارگیری محدوده مطالعاتی (کانسار آنتیموان حیدرآباد) در بخش بالایی پهنه فلیشی شرق ایران (زمین درز سیستان)، به‌منظور آگاهی بیشتر از مشخصات زمین‌شناسی این حوضه و ایجاد زمینه‌ای برای اهداف مطالعه حاضر ابتدا به بررسی ویژگی‌ها و روند تکامل ساختاری آن پرداخته می‌شود. در ادامه ویژگی‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای و در نهایت زمین‌شناسی محدوده معدنی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲-۲- موقعیت زمین‌شناسی ایران در کمربند آلپ - هیمالیا

ایران از لحاظ زمین‌شناسی در بخش میانی نوار چین شرق ایران آلپ - هیمالیا قرار دارد. این نوار نتیجه برخورد دو ابرقاره اورازیا و گندوانا به یکدیگر و بسته شدن اقیانوس تتیس قدیمی بوده است

(آقناباتی، ۱۳۸۳). این نوار از غرب اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران و افغانستان تا تبت و نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد (Berberian, 1976).

از آنجایی که این نوار حاصل برخورد دو قاره بزرگ اورازیا و گندوانا می‌باشد، در طول دوران مختلف زمین‌شناسی فرایندهای بیرونی و درونی زیادی را متحمل شده است. بروز این فرایندها در زمان و مکان‌های مختلف باعث پدید آمدن شرایط رسوبی، زیستی و همچنین تحولات زمین‌ساختی متفاوتی در سراسر ایران شده است. از این‌رو ایران بر اساس مشخصات زمین‌شناختی و با توجه به پیچیدگی-های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی به ایالت‌ها و پهنه‌های زمین‌شناختی متعددی تقسیم شده است (شکل ۱-۲). از آنجایی که محدوده آنتیموان حیدرآباد در پهنه فلیشی شرق ایران واقع می‌شود، در ادامه به بیان برخی از ویژگی‌های این پهنه پرداخته شده است.

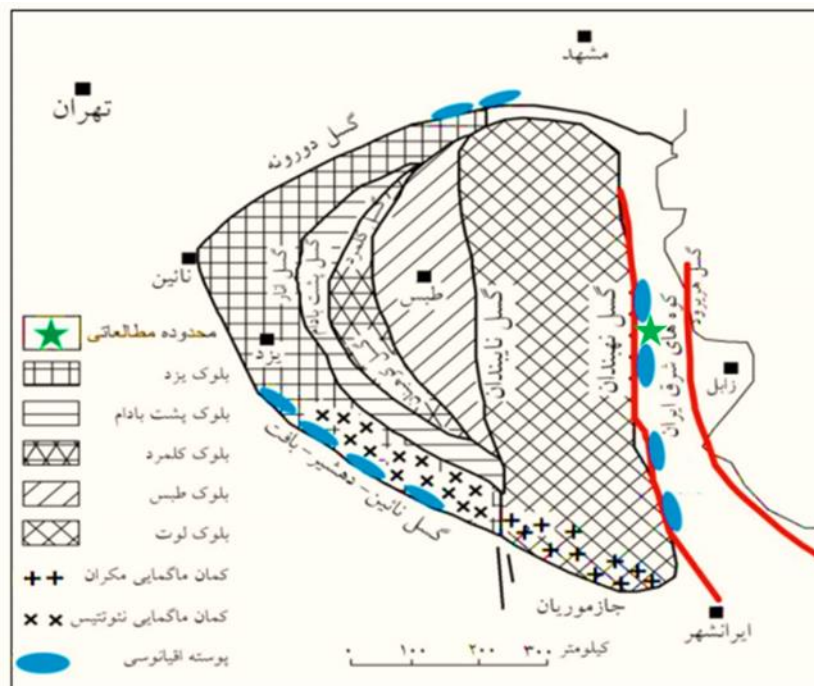


شکل ۱-۲: نقشه پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (Alavi, 1991). موقعیت منطقه مورد مطالعه

بر روی پهنه فلیشی شرق ایران با علامت ستاره (★) نشان داده شده است.

۲-۲-۱- پهنه فلیشی شرق ایران

در پایانه‌ی شرقی ایران، در حد فاصل دو گسل نه‌بندان (در غرب) و گسل هریرود (در شرق)، در گستره‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا، انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های سیلیسی کاتاکلاستیکی موسوم به "فلیشی شرق ایران" وجود دارد. پهنه‌ی مورد نظر که مراحل تکوین از پوسته‌ی اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده، یکی از اشتقاق‌های نوع تتیس جوان است که از آن با نام‌هایی همچون پهنه فلیشی شرق ایران (Eftekharnejad, 1981)، پهنه جوش خورده سیستان (Camp & Griffis, 1982)، پهنه زابل - بلوچ (Berberian and king, 1981)، کوه‌های شرق ایران (Alavi, 1991)، پهنه گسل برشی ایرانشهر - بیرجند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱)، پهنه نه‌بندان - خاش (نبوی، ۱۳۵۵) و ... یاد می‌شود که در این پژوهش از عنوان پهنه فلیشی شرق ایران استفاده می‌شود. اگرچه دو گسل نه‌بندان و هریرود وضوح روشنی به مرزهای شرقی و غربی این پهنه داده‌اند، ولی مرزهای شمالی و جنوبی آن چندان روشن نیست. پایانه‌ی شمالی این پهنه در اثر عملکرد گسل‌های امتداد لغز، شاخه - شاخه می‌شود و پس از گرایش به سوی غرب - شمال غرب تا جنوب بیرجند و بصیران ادامه می‌یابد. در مرز جنوبی نیز، روندهای شمالی - جنوبی به راستای جنوب شرقی متمایل شده و در یک راستای شرقی - غربی، تا پاکستان ادامه می‌یابد. الگوی ساختاری بیان شده سبب شده تا سامانی و اشتری (۱۳۷۱)، پهنه فلیشی شرق ایران را نوعی حوضه‌ی گسل ترادیس بدانند که در شکل‌گیری آن عملکرد گسل‌های نه‌بندان و هریرود و همچنین چرخش بلوک لوت و هیرمند مؤثر بوده است (شکل ۲-۲). پهنه‌ی مزبور شامل دو مجموعه‌ی ملانژ افیولیتی مجموعه رتوک در غرب و نه در شرق) است که به‌وسیله‌ی یک حوضه‌ی رسوبی (حوضه سفیدابه) از هم مجزا می‌شوند.

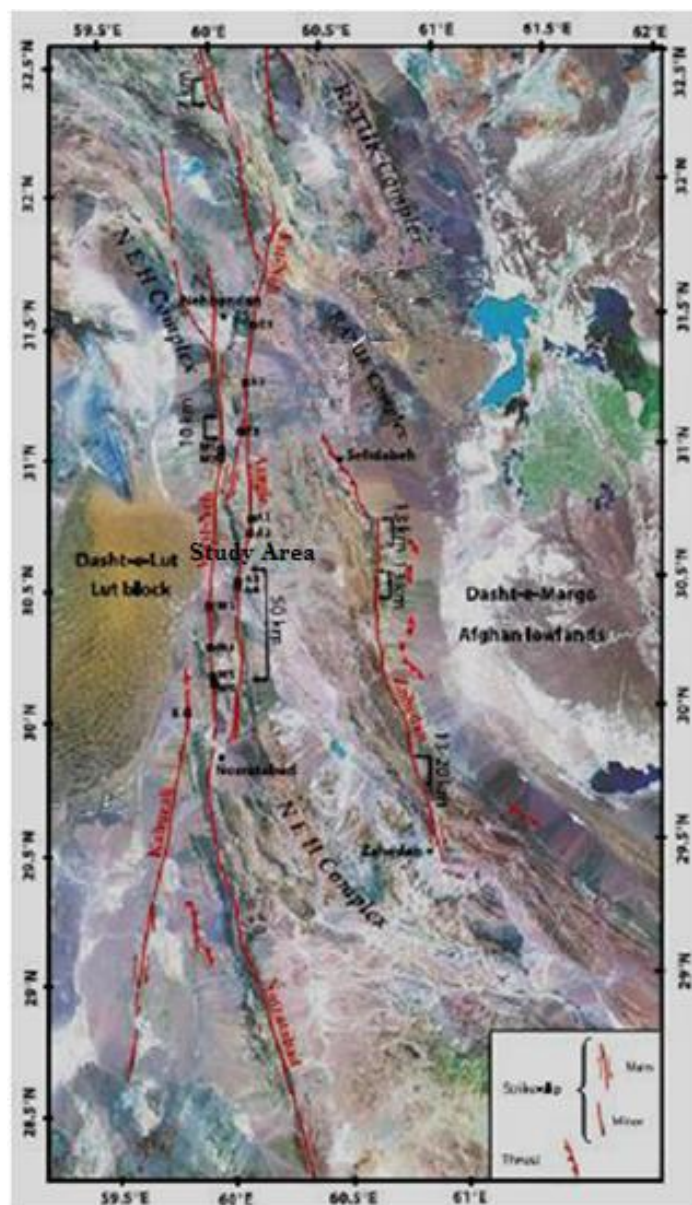


شکل ۲-۲: تصویر شماتیک از پهنه فلیشی شرق ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳) و موقعیت تقریبی محدوده مطالعاتی.

۲-۲-۲- زمین‌شناسی ساختمانی پهنه فلیشی شرق ایران

الگوی ساختاری پهنه فلیشی شرق ایران، به لحاظ جای‌گیری میان دو بلوک لوت و سیستان، و به‌ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده است و نشان‌گر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. به‌گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عمل‌کرد راندگی‌ها است. این حوضه که مراحل تکوین از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده است، یکی از اشتقاق‌های نوع تتیس جوان است. با این حال به‌نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به‌گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عمل‌کرد راندگی‌ها است. بخش شمالی این منطقه در اثر عمل‌کرد گسل‌های امتداد لغز شاخه - شاخه می‌شود (شکل ۲ - ۳). برخی از شاخه‌های آن به شمال‌غرب و غرب (NW-W) گرایش یافته و تا بصیران امتداد می‌یابد و سپس گرانیات شاه کوه را دور زده و در جنوب بیرجند به‌صورت گسله از بلوک لوت جدا می‌شود. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد روند تقریبی شمالی -

جنوبی و به سمت شرق شیب زیاد دارند. ولی در پایانه‌های شمالی و جنوبی به دلیل چرخش‌های راست‌گرد بلوک لوت و سیستان، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به‌طور عمده از نوع راندگی‌های همپوشان است (آقائاتی، ۱۳۸۳)، شکل (۲-۳). گفتنی است اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شمال شرقی ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در پهنه فلیشی شرق ایران، حرکت رو به شمال و شمال غربی ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن مؤثر است، به بیانی دیگر عمده ساختارهای این ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.



شکل ۲-۳: تصویر ماهواره‌ای گسل‌ها و ساختارهای اصلی در پهنه فلیشی شرق ایران.

۲-۳- ماگماتیسزم

سنگ‌های آذرین نفوذی در پهنه فلیشی شرق ایران سیستان به صورت مجموعه کالک آلکالن شامل توده‌های مستقل کوچک همانند کفتارکوه، سیاسترگی و جانجا، یا توده‌های نسبتاً بزرگ مانند گرانیت زاهدان و دیوریت‌های رود شور و یا به صورت کمپلکس‌های نفوذی، مانند کوه آساگی و لار رخنمون دارند. بر اساس نسبت قلیایی‌ها به سیلیس، سنگ‌های آذرین منطقه به دو گروه با ترکیب شیمیایی متفاوت تقسیم می‌گردند (Camp and Griffis, 1982).

گروه آلکالن شامل توده‌های نفوذی کوه آساگی و سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن - میوسن و نئوژن با ترکیب مافیک تا حد واسط هستند. مجموعه کالک آلکالن در برگیرنده گرانیت‌های کوه جانجا، سیاسترگی، کفتار کوه و سنگ‌های ولکانیکی کرتاسه - پالئوسن، ائوسن - الیگومیوسن، الیگومیوسن - میوسن با ترکیب متوسط اسیدی است. از دیگر سنگ‌های آذرین منطقه می‌توان به مجموعه‌های افیولیتی و ملانژهای تکتونیکی وابسته به پوسته اقیانوسی اشاره کرد که از گسترش نسبتاً زیادی در پهنه فلیشی شرق ایران برخوردارند.

در زیر به طور خلاصه به بررسی سنگ‌های آذرین منطقه، می‌پردازیم.

۲-۳-۱ مجموعه نفوذی-آتش‌فشانی کوه سیاسترگی

کوه سیاسترگی در ۴۵ کیلومتری جنوب روستای سفیدابه واقع شده و راه دسترسی به آن از طریق راه‌های ماشین رو جدا شده از بزرگ راه بیرجند - زاهدان می‌باشد. توده‌های نفوذی کم عمق سطحی، هاله هورنفلسی تیره هوازده در سنگ میزبان فلیشی به وجود آورده‌اند. این هاله بیضوی شکل، تقریباً ۳×۸ کیلومتر بعد دارد و دارای روند شمال غرب - جنوب شرق است. برجستگی‌های ناهموار منطقه ناشی از وجود هورنفلس‌های مقاوم در منطقه می‌باشد. به طوری که نواربندی اولیه رسوبات در فلیشی هورنفلسی حفظ شده است (باقری، ۱۳۸۰).

توده‌های نفوذی بیشتر در بخش مرکزی و شمال منطقه رخنمون دارند. مجموعه‌های اصلی، توده‌های نفوذی هورنبند و پلاژیوکلاز دانه متوسط با کوارتز کم و پتاسیم فلدسپار ناچیزی هستند. این توده‌های نفوذی، به‌طور ترکیبی کوارتز دیوریت تا کوارتز مونزونیت را نشان داده‌اند. دایک‌های آندزیتی پورفیری، توده‌های نفوذی اصلی و سنگ میزبان را قطع کرده‌اند. در بررسی‌های انجام شده تمام ویژگی‌های سیاسترگی را مشابه کوه جانجا در نظر گرفته‌اند (Camp and Griffis, 1982). در سیاسترگی، کانی‌زایی در مناطق متعدد، در نزدیکی مجموعه‌های نفوذی رخ داده، اما خیلی وسیع نمی‌باشند. کانی اقتصادی معمول در منطقه مالاکیت است، اما در جاهایی میانبارهای کوچک و گردی از کالکوپیریت هم وجود دارد. معمولاً این کانی‌ها در شکستگی‌های باریک رگه‌ای یا در پهنه‌های گسله اکسیدی و گوسان‌ها یافت شده‌اند. معمولترین باطله‌ها، کوارتز و اکسید آهن اکسیده هستند. کانی‌زایی در این مجموعه مرتبط با توده‌های نفوذی کم عمق سطحی و فعالیت هیدروترمال ضعیف در طول پهنه‌های گسله بعد از نفوذ می‌باشد که در منطقه نسبتاً وسیع رخ داده، اما به‌صورت ناهموار و درجه پایین است (کریمی، ۱۳۸۱).

۲-۳-۲ مجموعه ولکانیکی آساگی

این مجموعه ولکانیک - ساب ولکانیک، تقریباً در ۱۴۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان و ۴۸ کیلومتری جنوب روستای حیدرآباد واقع شده است. این مجموعه شامل: توده‌های نفوذی حدواسط الیگومیوسن پسین، برش‌ها، جریان‌های آندزیتی و دودکش سینیتی کوچکی است. در سراسر آن، دایک‌های متعددی یافت می‌شود، اما در سنگ میزبان گسترده نیستند. همچنین در مناطق حاشیه، پیروکلاستیک‌ها و ولکانوکلاستیک‌ها رخنمون دارند که احتمالاً یک مجرای ولکانیکی بوده است (Camp and Griffis, 1982). این مجموعه، در طول پهنه گسلی مهمی واقع شده است که به‌وسیله‌ی فیلیت‌های رسوبی دگرگون شده، پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، گابرو و بازالت مشخص شده است. پهنه گسله در امتداد کمربند افیولیت ملانژ باریکی است که در جنوب چهل کوره دیده می‌شود. در شمال این کمربند، پهنه ملانژی غرب کوه آساگی به‌وسیله گسل‌های اخیراً فعال، بریده شده است.

همچنین رخنمون‌های متعددی از، آندزیت بازالت‌های تخت پلیوسن به‌علاوه، کلاهدک کوه آساگی و کوه هی‌بو (Heybow) در منطقه به وضوح قابل مشاهده‌اند (Camp and Griffis, 1982). کانیزایی در مجموعه ولکانیکی آساگی، مرتبط با رگه‌های کوارتز باریکی می‌باشد. گالن، کربنات‌های سرب و روی ثانویه به‌علاوه آلودگی مالاکیت، در این محل قابل توجه هستند. تجزیه‌ها مقدار بالایی از نقره را در ارتباط با کانیزایی سرب نشان می‌دهند که نشانه‌های خوبی برای طلا می‌باشند (الیاس پور، ۱۳۸۹).

۲-۳-۳ دایک‌های کوه جانجا

این کوه تقریباً در ۳۰ کیلومتری شمال غرب روستای سفیدابه واقع شده، و به‌صورت دو توده‌ی شمالی و جنوبی می‌باشد. توده‌ی شمالی، به‌صورت دو توده جدا از هم در سمت راست و چپ جاده اصلی بیرجند - زاهدان قرار دارد. توده جنوبی نیز در ۵ کیلومتری توده شمالی و در سمت چپ جاده است. به‌طور کلی دایک‌های متعددی با روند شرقی - غربی و شمال شرق - جنوب غرب با ترکیب هورنبلند دیوریت پورفیری در توالی فلشی نفوذ کرده‌اند. با استفاده از داده‌های پرتوسنجی، سن آن‌ها را میوسن میانی تا پسین تعیین نموده‌اند (Camp and Griffis, 1982). این توده‌های نفوذی، سبب ایجاد هاله‌های دگرگونی هورنفلسی تیره هوازده در سنگ میزبان شده‌اند که به خوبی قابل مشاهده هستند (الیاس پور، ۱۳۸۹).

۲-۳-۴ مجموعه دایک‌های گفتارکوه

این کوه در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب روستای سفیدابه قرار دارد. با توجه به موقعیت منطقه دو دسته دایک با روند شمال غربی - جنوب شرقی و شمالی - جنوبی با ترکیب آندزیت، دیوریت و گرانودیوریت در توالی فلشی، ماسه سنگی نفوذ کرده‌است. این توده‌های نفوذی، سبب ایجاد هاله‌های دگرگونی هورنفلسی تیره هوازده در سنگ میزبان شده‌است.

۲-۴- پتانسیل اقتصادی پهنه فلیشی شرق ایران

در پهنه فلیشی شرق ایران پی سنگ پوسته اقیانوسی است که با رسوبات جوان تر پوشیده شده و به- طور معمول، ماگمازایی جوان تر هم بر آن اثر کرده است. قربانی (۱۳۸۱ با تغییرات) در این حوضه مناطق کانی سازی شده زیر را معرفی کرده است.

❖ منطقه‌ی معدنی تفتان: در این منطقه کانی سازی‌های ذیل مهم می‌باشند:

- از دگرگونی پی سنگ اولترامافیک و مافیک، کانی سازی از نوع چند سولفیدی از عناصر سرب و روی، مس پورفیری، مولیبدن، نقره، طلا و آرسنیک دیده می‌شود.
- در شمال غرب تفتان (ناحیه‌ی خارستان) می‌توان محدوده‌های کانی سازی شده‌ی سرب، روی و نقره کوه زردان نقره‌ای، سرب، روی، مس و طلای دیو چاه، سرب، روی و آنتیموان تیلویی، مس، سرب و روی بیدستر، مس، سرب، روی و آرسنیک امروودک و همچنین کانی سازی طلا، سرب و روی رگه‌ای همراه با نقره سرکهنو را نام برد (مهندسین مشاور زرنا، ۱۳۸۳).

- از دیگر پتانسیل‌های معدنی در این منطقه می‌توان به کانی سازی‌های فلزی پراکنده‌ای مانند کرومیت (معدن کرومیت چاهزار، اندیس‌های کرومیتی نوک‌آباد، دجنگ، کله شهتوت، تیرآباد و ...)، منگنز (معدن منگنز دهو، جون آباد، سنگان و ده‌ها اندیس منگنز دیگر)، مس شامل اندیس‌های مس دجنگ، جون آباد، نارون، تمین، مورتک و ... که کانی سازی اغلب به- صورت کربنات‌های آبدار مس (مالاکیت و آزوریت) می‌باشد، سرب و روی (اندیس‌های نارون، کوشه و ...)، کانی‌ها و سنگ‌های صنعتی از جمله معدن کائولن بیدستر، معدن خاک صنعتی میرجاوه، خاک صنعتی سر دریا - ولان، پرلیت کوه شهبواران، توف‌های پومیسی جنوب و شرق تفتان (معدن پوزولان گرداک و تمین)، گوگرد تفتان (گازهای سولفور فومرولی که در حال حاضر از دهانه آتشفشان تفتان خارج می‌گردد را می‌توان به عنوان یک منبع انرژی ژئوترمالی با ارزش دانست که می‌تواند در تأمین برق و انرژی منطقه کمتر توسعه

یافته خاش به کار رود)، خاک رس لادیز و خارستان، گچ خاکی گلنگور، آلونیت انجرک، انواع سنگ‌های تزئینی و نما (گروه معادن گرانیت بوگ، سفید سنگ، موره کوه و ...)، مرمر لادیز، مرمریت جون آباد، تراورتن‌های جنوب تفتان، انواع سنگ لاشه و ... اشاره کرد (سازمان صنعت، معدن و تجارت استان سیستان و بلوچستان، ۱۳۹۳).

❖ منطقه‌ی معدنی نه‌بندان - ایرانشهر: در این منطقه کانی‌سازی کرومیت، مس، آهن، منگنز، آنتیموان و طلا دیده می‌شود. کانی‌سازی منیزیت و هونتیت این منطقه متعدد و با ارزش می‌باشد.

❖ منطقه‌ی معدنی میرجاوه - بیرجند: در این ناحیه مجموعه‌های افیولیتی همراهانی از کرومیت، منگنز و آزبست دارند. افزون بر آن در مجموعه اولترامافیک، سنگ‌های ماگمایی و فلیشی‌های ناحیه، کانی‌سازی طلا و نقره، مس و روی، سرب و طلا، طلا و مس با خاستگاه اسکارنی - گرمابی وجود دارند.

❖ منطقه‌ی معدنی زاهدان - سراوان: در این ناحیه محلول‌های گرمابی وابسته به توده‌های گرانیتوئیدی موجب دگرسانی، متاسوماتیسم و دگرگونی همبری شده‌اند که با کانی‌سازی مس، سرب و روی، طلا، نقره و مولیبدن همراه می‌باشند.

۲-۵- زمین‌شناسی منطقه‌ای

به‌طوری که در بند ۲ - ۱ ذکر شد، محدوده مورد مطالعه در گستره پهنه زون فلیشی شرق ایران واقع گردیده است. طبق مطالعات زمین‌شناسی انجام شده توسط شرکت مهندسين مشاور کاوشگران (۱۳۹۳)، در این ناحیه انباشته‌های ضخیمی از نهشته‌های فلیش‌گونه وجود دارد که پی - سنگ افیولیتی وابسته به پوسته اقیانوسی دارند. به‌طور کلی مجموعه واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه مورد بررسی منسوب به دوران سوم زمین‌شناسی بوده و مشتمل بر کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، مارن، سنگ‌های ولکانیکی و مجموعه سنگ‌های اولترابازیک منسوب به کرتاسه می‌باشند. بر اساس نقشه‌ی

زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده از محدوده مورد مطالعه مهمترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، به ترتیب سن از قدیم به جدید، به شرح ذیل می‌باشد (شکل ۲- ۴). مجموعه واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه مورد بررسی را می‌توان از قدیم به جدید به پنج بخش اصلی تقسیم نمود، که عبارتند از:

(۱) سنگ‌های اولترابازیک - آمیزه رنگین منسوب به کرتاسه بالایی

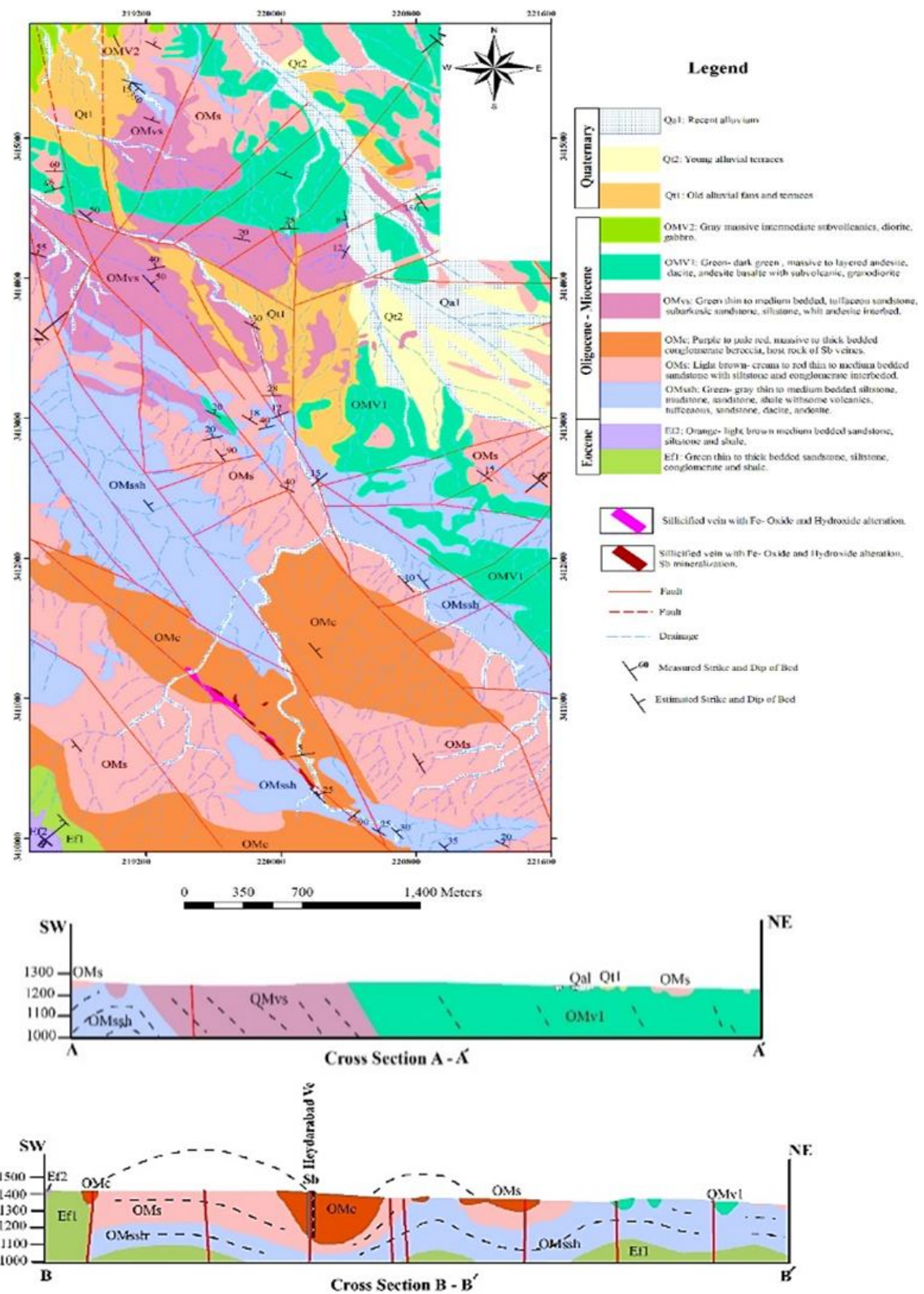
(۲) فلیشی‌های ائوسن

(۳) کنگلومرا و ماسه سنگ‌ها و مارن‌های الیگومیوسن

(۴) ماسه سنگ توفی - ماسه سنگ الیگومیوسن

(۵) ولکانیک‌های الیگومیوسن و دایک - سیل‌ها

این مجموعه واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه عمدتاً دارای روند عمومی شمال‌غرب - جنوب‌شرق بوده و با همبری‌های پیوسته و هم‌شیب و گاهی ناپیوسته دگرشیب قرار گرفته‌اند. آثار ساختارهای چین‌خوردگی‌های کوچک و بزرگ مقیاس در واحدهای سنگی رسوبی به فراوانی حضور دارد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ (شکل ۲ - ۴) تهیه شده در محدوده مورد مطالعه، واحدهای سنگی رخنمون یافته از قدیم به جدید به شرح زیر معرفی می‌شوند:



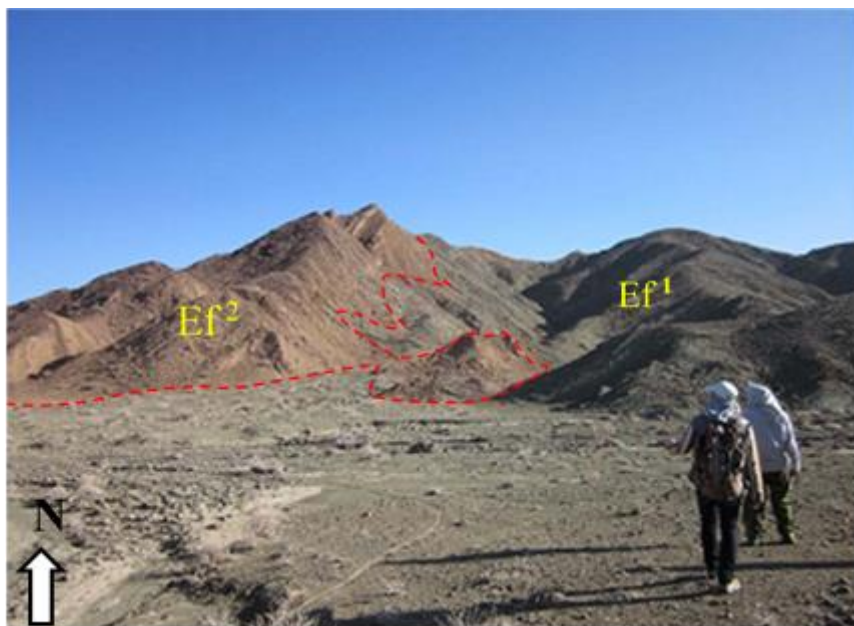
شکل ۴-۲: نقشه اصلاح شده ۱:۲۰۰۰۰ محدوده مطالعاتی کانسار آنتیموان حیدرآباد (با اقتباس از نقشه ۱:۲۰۰۰۰ کانسار حیدرآباد).

۲-۵-۱ واحدهای آمیزه رنگین-اولترابازیک (C^m)

قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه، واحدهای آمیزه رنگی اولترابازیک منسوب به کرتاسه بالایی-پالئوسن می‌باشند. این واحد سنگی، به‌صورت مجموعه درهمی از سکانس افیولیتی با رخنمون‌های نه چندان صخره‌ساز و برجسته در حاشیه‌ی غربی محدوده مورد مطالعه حضور دارد. واحد سنگی C^m در این محدوده، برونزد نداشته ولی به‌صورت باریکه‌ای و در فاصله کمی خارج از حاشیه غربی محدوده حضور دارد. این واحد سنگی شدیداً سرپانتینی بوده و عمدتاً دربردارنده ذخایر منیزیت و هونتیت می‌باشد. واحد سنگی C^m با واحدهای سنگی دربرگیرنده خود دارای سطح همبری و مرز کاملاً گسیخته و گسلی می‌باشد.

۲-۵-۲ واحدهای فلیش‌های ائوسن (Ef^1 و Ef^2)

به‌طوری‌که ذکر شد، در محدوده مطالعاتی حیدرآباد واحد سنگی آمیزه - اولترابازیک (واحد C^m) برونزد نداشته و لذا واحدهای فلیشی ائوسن قدیمی‌ترین واحد سنگی مشاهده شده در این محدوده محسوب می‌گردند. واحدهای سنگی فلیشی منسوب به ائوسن با مرز گسلی بر روی واحد سنگی آمیزه رنگین - اولترابازیک کرتاسه فوقانی قرار داشته و مشتمل بر ماسه-سنگ‌های توریداتی، ماسه‌سنگ، شیل به همراه بین لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، سیلتستون و در مواردی گل‌سنگ‌های نازک لایه تا متوسط لایه با رنگ سبز روشن تا قهوه‌ای روشن - نارنجی می‌باشند. این واحدهای سنگی در بخش جنوب‌غربی محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند. بر اساس ویژگی‌های لیتولوژیک و مشاهدات صحرایی واحدهای سنگی فلیشی با توجه به تفاوت‌های نسبی به دو بخش تقسیم و تفکیک شده و در نقشه‌ی زمین‌شناسی با نمادهای Ef^1 و Ef^2 معرفی شده‌اند (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵: تصویری از واحدهای سنگی Ef^1 (بخش سبز رنگ) و Ef^2 (بخش قهوه‌ای روشن)، با همبری بین انگشتی.

۲-۵-۱: واحد فلیشی Ef^1

این واحد سنگی عمدتاً از شیل، سیلتستون، ماسه سنگ نازک لایه و کنگلومراهای سبز روشن تا خاکستری تشکیل شده است (شکل ۲ - ۶). امتداد عمومی این واحد سنگی به صورت شمال غرب - جنوب شرقی با شیب عمومی ۳۵ - ۴۰ درجه به سمت جنوب غرب می باشد. آثار ساختارهای چین خوردگی به فراوانی در این واحد سنگی تشکیل شده و سبب تغییر در امتداد و شیب این واحد سنگی شده است. مرز این واحد سنگی با واحد C^m ، گسلی بوده و همبری آن با واحد فلیشی Ef^2 پیوسته و هم شیب می باشد.



شکل ۶-۲: تصویری از میان لایه‌های ماسه سنگ و سیلتستون در واحد سنگی Ef¹.

۲-۲-۵-۲ واحد فلیشی Ef²

ویژگی‌های سنگ‌شناسی این بخش از فلیشی‌ها عمدتاً تناوبی از ماسه‌سنگ و شیل‌های متوسط لایه به رنگ قهوه‌ای روشن - نارنجی می‌باشد (شکل ۲ - ۷). همبری آن با واحد Ef¹ به صورت تداخل بین انگشتی (Interfingering) بوده ولی به طور کلی با مرز هم‌شیب و پیوسته بر روی واحد Ef¹ واقع گردیده است. مورفولوژی این واحد سنگی به دلیل وجود لایه‌های ماسه‌سنگی ناهموار می‌باشد. در مواردی لایه‌هایی از شیل‌های سبز رنگ با ضخامتی در حدود ۳۰ تا ۴۰ متر حضور داشته که رخنمون شیل‌ها نسبت به لایه‌های ماسه‌سنگی دارای مورفولوژی پست‌تری می‌باشند. امتداد عمومی این واحد سنگی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب عمومی لایه‌ها به سمت جنوب‌غرب و در حدود ۳۰ تا ۵۰ درجه می‌باشد. سن واحد فلیشی بر مبنای فسیل‌های یافت شده در مقداری از لایه‌های کربناتی موجود در آن‌ها به ائوسن نسبت داده شده است.



شکل ۲-۷: تصویری از واحد ماسه سنگ قرمز - قهوه‌ای Ef^2 .

۲-۵-۳ واحدهای کنگلومرا، ماسه سنگ و مارنی الیگومیوسن (OM^c و OM^s و OM^{ssh})

واحدهای سنگی الیگومیوسن در محدوده مورد مطالعه، مجموعه‌ای از رخساره‌های قاره‌ای به همراه سنگ‌های ولکانیکی بوده که این مجموعه با ترکیب ماسه سنگ، سیلتستون، مادستون‌های نازک تا متوسط لایه به همراه ولکانیک و ماسه سنگ‌های توفی (واحد سنگی OM^{ssh}) بر روی واحدهای سنگی فلیشی‌های ائوسن قرار گرفته‌اند. مجموعه واحدهای سنگی الیگومیوسن به تدریج و به سمت بالا دارای ترکیب ماسه سنگ‌های نازک تا متوسط لایه (واحد سنگی OM^s) شده و در نهایت به کنگلومرای توده‌ای و ضخیم لایه (واحد سنگی OM^c)، که سنگ میزبان کانی‌سازی آنتیموان در محدوده مورد مطالعه می‌باشد، تغییر رخساره می‌دهد. همبری بخش‌های مختلف واحدهای سنگی الیگومیوسن با یکدیگر هم‌شیب و تدریجی بوده و این مجموعه با مرز دگرشیبی زاویه‌دار بر روی واحدهای فلیشی ائوسن قرار گرفته و بر روی آن واحدهای ولکانیکی - رسوبی الیگومیوسن با مرز تدریجی و هم‌شیب حضور دارند. بر اساس مطالعاتی که در محدوده معدنی آنتیموان سفیدابه (اکتشاف مقدماتی آنتیموان سفیدابه، ۱۳۷۶، شرکت پیوند معدن آرا) و کانسار آنتیموان حیدرآباد (عملیات پی-جویی آنتیموان در نواحی شمال غربی کانسار آنتیموان سفیدابه، ۱۳۷۹، شرکت مهندسی مشاور

کاوشگران) صورت پذیرفته، دریای الیگومیوسن با یک کنگلومرای قاعده‌ای به گونه‌ای ناپیوسته بر روی فلیش‌های ائوسن پیشروی نموده که باعث تشکیل واحد سنگی کنگلومرای الیگومیوسن (واحد O^c) بر روی فلیش‌ها شده است. این واحد کنگلومرای به سه بخش زیرین، میانی و بالایی تفکیک گردیده است. بر روی این کنگلومرا با همبری گسلی مجموعه رسوبی - ولکانیکی الیگومیوسن مشتمل بر واحدهای سنگی OM^1 ، OM^2 ، OM^c و OM^3 قرار گرفته‌اند. واحد OM^1 شامل مارن، ماسه‌سنگ و سیلتستون نازک لایه سبز، زرد و قرمز رنگ به همراه کمی سنگ‌های ولکانیکی بوده، واحد سنگی OM^2 شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های نازک قهوه‌ای - خاکستری بوده و واحد OM^3 متشکل از ماسه‌سنگ، مارن و شیل‌های سبز - خاکستری به همراه اندکی سنگ‌های ولکانیکی می‌باشند و واحد OM^c کنگلومراهای ضخیم لایه می‌باشند. در این میان واحد OM^c به دلیل میزبانی کانسنگ آتیموان از اهمیت بیشتری برخوردار بوده، به گونه‌ای که از لحاظ ویژگی‌های لیتولوژیکی مشابه به واحد کنگلومرای O^c می‌باشد. با این حال نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده در طی تهیه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ حاکی از آن است که واحدهای سنگی O^c و OM^c یکسان بوده و عملکرد ساختارهای تکتونیکی (چین‌خوردگی و گسلش) سبب تکرار این دو واحد سنگی یکسان و مشابه شده گردیده‌اند. همچنین بر اساس مشاهدات صحرایی بر روی واحد سنگی فلیشی‌های منسوب به ائوسن (واحدهای Ef^1 و Ef^2) در همه جای محدوده مورد مطالعه کنگلومرای آغازین الیگومیوسن حضور نداشته و به نظر می‌رسد که واحدهای رسوبی منسوب به الیگومیوسن با دگرشیبی زاویه‌دار و با مجموعه ماسه‌سنگ، شیل‌های نازک لایه (واحد سنگی $OM^{s sh}$) بر روی رسوبات ائوسن قرار گرفته‌اند. این مجموعه با واحدهای ماسه‌سنگی (واحد سنگی OM^s) و کنگلومرای (OM^c) ادامه یافته است. بنابراین قاعده الیگومیوسن در محدوده مورد مطالعه به صورت شیل - ماسه‌سنگ - مارن بوده و بسیار کمتر کنگلومرای می‌باشد. بر روی این مجموعه واحدهای سنگی رسوبی - ولکانیکی الیگومیوسن (واحدهای OM^{vs} ، OM^{v1} و OM^{v2}) با همبری ناپیوسته و هم‌شیب حضور دارند.

۲-۵-۴ واحد ماسه‌سنگ - شیل ($OM^{s sh}$)

این واحد سنگی مجموعه‌ای مشتمل بر سیلتستون، شیل و ماسه‌سنگ‌های نازک لایه تا متوسط به رنگ سبز روشن، خاکستری، مارن‌های سبز - زرد - قرمز و در مواردی سنگ‌های ولکانیکی می‌باشد. این واحد سنگی در جنوب شرق و مرکز محدوده مورد مطالعه با امتداد عمومی شمال غرب - جنوب شرق رخمون یافته است (شکل ۲ - ۸). شیب عمومی این واحد سنگی به سمت شمال شرق می‌باشد. واحد سنگی $OM^{s sh}$ با همبری هم‌شیب زاویه‌دار بر روی واحدهای سنگی فلیشی‌های ائوسن قرار داشته و به صورت پیوسته و هم‌شیب در زیر واحد ماسه‌سنگی - کنگلومرای (واحد سنگی OM^s) جای گرفته است. از ویژگی‌های این واحد وجود شکستگی‌ها و چین‌خوردگی‌های متعدد در آن است. ماسه‌سنگ و سیلتستون و میان لایه‌های شیلی نازک لایه و مارن‌های سبز - زرد - قرمز رنگ به طور متناوب در این واحد سنگی حضور دارند. در بخش‌هایی از رخمون این واحد سنگی برونزدهای محدودی از واحدهای سنگی با ترکیب ماسه‌سنگ توفی، داسیت، آندزیت مشاهده شده است. رخمون این واحدهای ولکانیکی درون واحد سنگی $OM^{s sh}$ گسترش چندانی نداشته و همبری آن با لایه‌های شیل و ماسه‌سنگی به دلیل فرسودگی و هوازدگی شدید واحدهای ولکانیکی نامشخص بوده ولی به - نظر می‌رسد به صورت میان لایه‌های پراکنده و به مقدار بسیار ناچیز حضور داشته باشد.

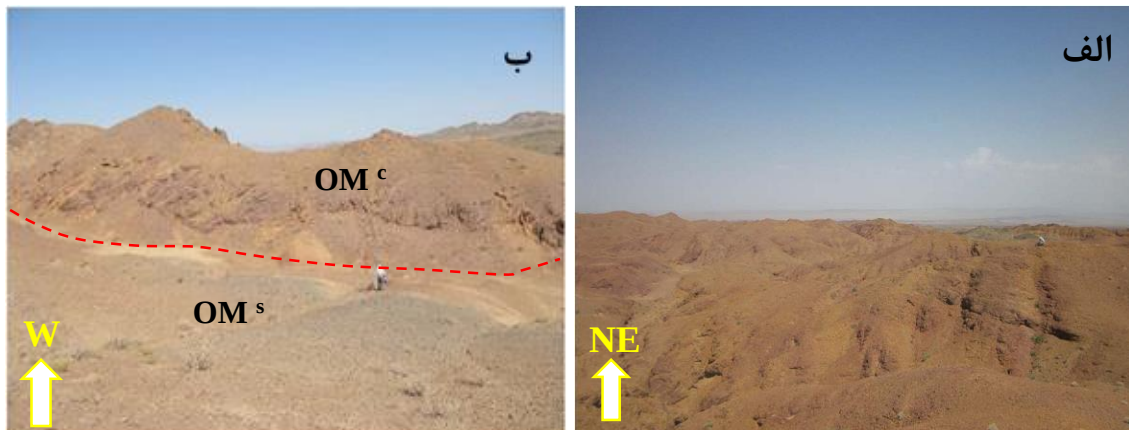


شکل ۲ - ۸: الف) تصویری از واحد سنگی $OM^{s sh}$ با میان لایه‌هایی از شیل - سیلتستون و ب) تصویری از واحد

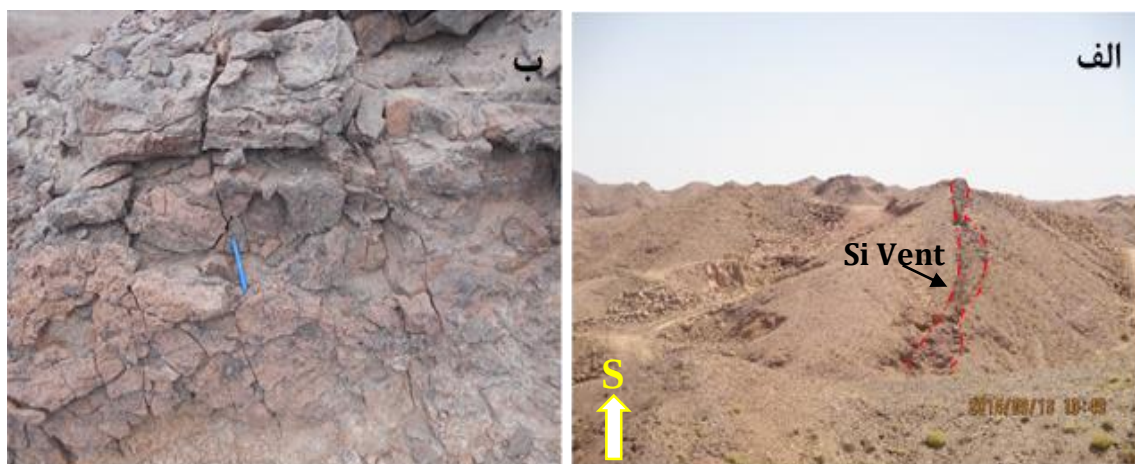
سنگی $OM^{s sh}$ با میان لایه‌هایی از مارن‌های سبز - زرد - قرمز.

۵-۵-۲ واحد ماسه سنگ - کنگلومرا (OM^s)

واحد سنگی ماسه سنگ - کنگلومرا بر روی سیلتستون - شیل - مارن، ماسه سنگ‌های نازک لایه و سبز رنگ (واحد سنگی $OM^{s sh}$) قرار گرفته است. این واحد سنگی شامل ماسه سنگ، سیلتستون‌های قهوه‌ای - کرم و قرمز رنگ نازک تا متوسط لایه به همراه میان‌لایه‌های پراکنده از کنگلومراهای قرمز - قهوه‌ای می‌باشد. این واحد سنگی در جنوب محدوده مورد مطالعه با امتداد عمومی شمال غرب - جنوب شرق و با امتداد عمومی به سمت شمال شرق برونزد یافته است. در جنوب غرب محدوده مورد مطالعه در اثر عملکرد ساختار چین‌خوردگی سبب تغییر در جهت شیب واحد سنگی OM^s و وضعیت رخنمون این واحد سنگی شده است. به طوری که در بخش شمال شرق محور تقریبی تاقدیس جهت شیب به سمت شمال شرق بوده و در بخش جنوب غربی این ساختار واقع در یال جنوب غربی تاقدیس جهت شیب واحد سنگی OM^s به طرف جنوب غرب تغییر کرده است. در مقطع عرضی زمین‌شناسی که از این ناحیه رسم شده است (مقطع شماره BB') این امر به خوبی مشاهده می‌گردد. واحد سنگی ماسه سنگی با مرز پیوسته و هم‌شیب بر روی واحد شیل - ماسه سنگی $OM^{s sh}$ قرار داشته و خود با همبری هم‌شیب و پیوسته در زیر واحد سنگی کنگلومرای (OM^c) جای گرفته است (شکل ۲ - ۹). در این واحد سنگی رگه‌های سیلیسی برشی شده نیز وجود دارد (شکل ۲ - ۱۰).



شکل ۹-۲: الف) تصویری از واحد ماسه‌سنگی OM^s به رنگ قرمز - قهوه‌ای و ب) تصویری از واحد ماسه‌سنگی OM^s با رخنمون تپه ماهوری و واحد کنگلومرای OM^c با مورفولوژی صخره ساز واقع بر روی واحد ماسه‌سنگی OM^s .

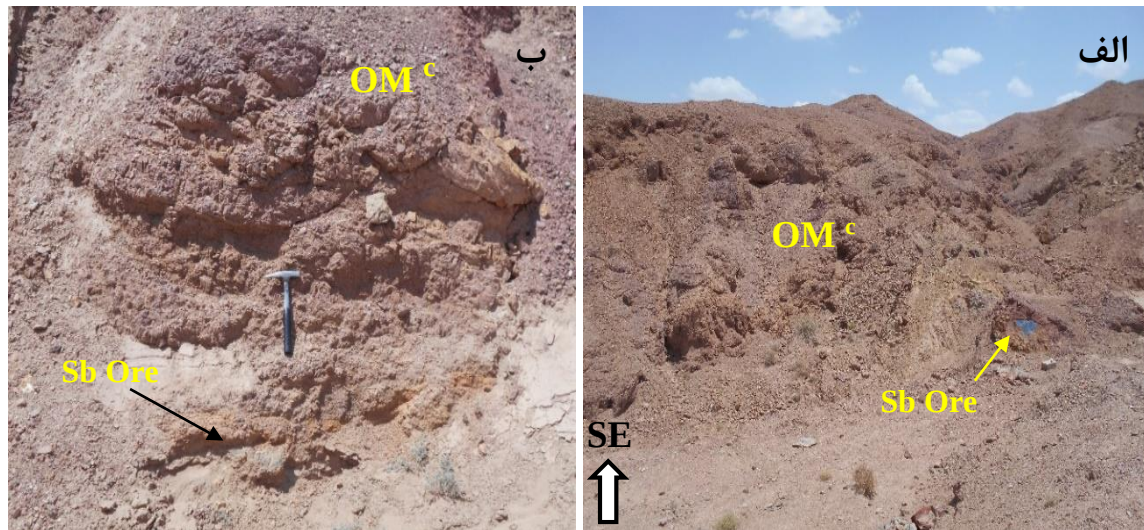


شکل ۱۰-۲: الف) تصویری از رگه سیلیسی فاقد کانه‌زایی درون واحد ماسه‌سنگی OM^s و ب) تصویری نزدیک از رگه سیلیسی با ساخت برشی.

۲-۵-۶ واحد کنگلومرای (OM^c)

در محدوده مورد مطالعه واحدهای سنگی منسوب به الیگومیوسن با لیتولوژی کنگلومرای ضخیم لایه ادامه می‌یابد. به‌طوری‌که ذکر گردید نهشته‌های الیگومیوسن با واحد سنگی ماسه‌سنگ - شیل - مارن (واحد $OM^{s sh}$) که به‌صورت دگرشیب بر روی فلیشی‌های ائوسن قرار گرفته‌اند، آغاز گردیده و با ترکیب ماسه‌سنگ - کنگلومرا (واحد OM^s) ادامه یافته و در نهایت به کنگلومراهای ضخیم‌لایه تبدیل می‌گردد. واحد کنگلومرای OM^c با همبری هم‌شیب و پیوسته بر روی واحد ماسه‌سنگ - کنگلومرای OM^s قرار داشته (شکل ۲ - ۹، ب) و به‌صورت پیوسته و هم‌شیب در زیر واحد سنگی ماسه‌سنگ

ولکانیکی جای گرفته است. واحد سنگی کنگلومرای در جنوب و جنوب غرب محدوده مورد مطالعه با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی رخمون یافته است. این واحد سنگی میزبان اصلی کانه زایی آنتیموان در کانسار حیدرآباد می باشد (شکل ۲ - ۱۱).



شکل ۲-۱۱: الف) تصویری از واحد کنگلومرای OM^c و ماده معدنی آنتیموان و ب) تصویری نزدیک از واحد کنگلومرای OM^c و ماده معدنی آنتیموان.

۲-۵-۷ واحد ماسه سنگ توفی - ماسه سنگ الیگومیوسن (OM^{vs})

این واحد سنگی متشکل از شیل، ماسه سنگ و ولکانیک، ماسه سنگ توفی، به رنگ سبز تا سبز زیتونی و قرمز رنگ به صورت پیوسته و هم شیب بر روی واحد سنگی کنگلومرای الیگومیوسن OM^c جای گرفته است. در بعضی از بخش ها در این واحد سنگی و در جهات مختلف ساختارهای دایک و سیل به رنگ سبز زیتونی تشکیل شده است. واحد سنگی ماسه سنگ توفی - ماسه سنگی با همبری هم شیب، پیوسته و تدریجی، در زیر واحدهای ولکانیکی الیگومیوسن (OM^{v1} و OM^{v2}) جای گرفته است. واحد سنگی OM^{vs} در شمال و شمال شرق محدوده مورد مطالعه با امتداد عمومی شمال غرب - جنوب شرقی و شیب عمومی به سمت شمال شرق دارای رخمون است (شکل ۲ - ۱۲).



شکل ۲-۱۲: الف) تصویری از واحد ماسه سنگ توفی - ماسه سنگ الیگومیوسن (OM^{vs}) و ب) تصویری از تناوب ماسه سنگ و ماسه سنگ ولکانیک و دایک‌ها در واحد ماسه سنگ توفی - ماسه سنگ الیگومیوسن (OM^{vs}).

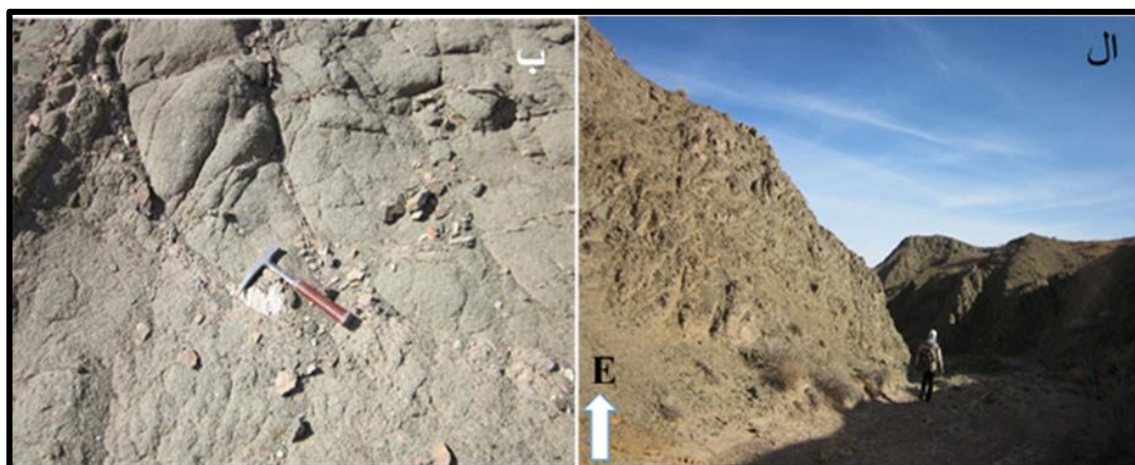
۲-۵-۸ واحدهای سنگی ولکانیکی الیگومیوسن (OM^{v1} و OM^{v2}) و دایک - سیل (D^v)

واحدهای سنگی ولکانیکی و ساب‌ولکانیکی به تبعیت از نهشته‌های پالئوژن و نئوژن شرق ایران، در محدوده مورد مطالعه نیز برونزدهایی بر جای گذاشته‌اند. این واحدهای سنگی ولکانیکی دارای ترکیب آندزیت، داسیت، آندزیت بازالت بوده و واحدهای سنگی نیمه عمیق که دارای ترکیب دیوریت، گابرو و گرانودیوریت می‌باشند. رخنمون واحدهای ولکانیکی از فراوانی و گسترش بیشتری برخوردار بوده ولی برونزد بخش‌های ساب‌ولکانیک دارای گسترش محدودی است و با مقیاس مورد بررسی ($1:20000$) در روی نقشه زمین‌شناسی قابل تفکیک نمی‌باشد. به‌طور کلی دو واحد سنگی ولکانیکی - ساب‌ولکانیکی در محدوده مورد مطالعه شناسایی و تفکیک گردیده که با نام‌های OM^{v1} و OM^{v2} معرفی شده‌اند. واحد سنگی OM^{v1} عمدتاً مشتمل بر واحدهای ولکانیکی بوده و در مواردی برونزدهای کوچکی از توده‌های ساب‌ولکانیک در این واحد شناسایی شده است. واحد سنگی OM^{v2} حاوی ولکانیک‌های ضخیم لایه بوده که بخش‌های ساب‌ولکانیک در آن از فراوانی بیشتری برخوردار است. رخنمون واحدهای ولکانیکی بخش عمده‌ای از شمال و شمال‌شرق محدوده مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند که در این میان واحد سنگی OM^{v1} از گسترش و فراوانی بیشتری برخوردار می‌-

باشد. برونزد واحد سنگی OM^{v2} در بخش شمال غرب محدوده مطالعاتی رخنمون دارد. واحدهای ولکانیکی با همبری هم‌شیب و پیوسته بر روی ماسه‌سنگ‌های توفی و ولکانیک‌ها واحد سنگی OM^{vs} قرار داشته و مرز بالایی آن در این محدوده شناسایی نشده است. امتداد عمومی واحد سنگی OM^{v1} به تبعیت از واحدهای رسوبی - ولکانیکی به صورت شمال غرب - جنوب شرق بوده و لایه‌های بخش‌های ولکانیکی دارای شیب عمومی به سمت شمال غرب می‌باشند.

۲-۵-۸-۱: واحد ولکانیکی OM^{v1}

این واحد سنگی شامل سنگ‌های ولکانیکی سبز رنگ توده‌ای و دارای لایه بندی ضخیم تا متوسط لایه با ترکیب آندزیت، داسیت، آندزیت بازالت و در مواردی توده‌های ساب ولکانیک با ترکیب گرانودیوریت می‌باشد (شکل ۲ - ۱۳). این واحد سنگی سبز رنگ، عمدتاً در بخش شمال شرقی محدوده مورد مطالعه با مشخصات و ویژگی‌های مورفولوژیکی مشابه با واحدهای سنگی رسوبی و رسوبی - ولکانیکی محدوده مطالعاتی (نظیر واحد ولکانیکی - رسوبی OM^{vs} و واحدهای رسوبی OM^{sh} و Ef^1) دارای رخنمون می‌باشد.



شکل ۲-۱۳: الف) تصویری از واحد ولکانیکی OM^{v1} و ب) تصویری نزدیک از بخش‌های ساب ولکانیک واحد سنگی OM^{v1} .

۲-۵-۸-۲: واحد ولکانیکی - ساب ولکانیکی OM^{v2}

واحد سنگی ولکانیکی - ساب ولکانیکی الیگومیوسن با ترکیب سنگی ولکانیکی حدواسط، دیوریت و گابرو به طور محدودی در شمال غرب محدوده مطالعاتی برونزد یافته است (شکل ۲ - ۱۴). بخش های ولکانیکی در این واحد سنگی بسیار کم و محدود است و عمدتاً شامل توده های نیمه عمیق با ساخت توده ای می باشند. این واحد سنگی دارای مورفولوژی تپه ماهوری بوده و همبری آن با واحد ولکانیکی OM^{v1} نامشخص می باشد.



شکل ۲-۱۴: تصویری از واریزه های سنگی واحد OM^{v2}.

۲-۵-۸-۳: واحدهای دایک و سیل (D^y)

واحدهای سنگی دایک - سیل جوان ترین واحد سنگی رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه می باشد. این دو واحد سنگی با ترکیب دیوریت به درون واحدهای رسوبی - ولکانیکی قدیمی تر تزریق شده اند (شکل ۲ - ۱۵). دایک - سیل های دیوریتی (واحد D^y) دارای حاشیه واکنشی بوده به طوری که در مرز تماس این ساختارها با سنگ میزبان رسوبی - ولکانیکی هاله دگرسانی حرارتی به عرض حدود ۱۰ تا ۲۰ سانتی متر تا حداکثر ۱ متر تشکیل شده است. در این حاشیه واکنشی، سنگ میزبان دارای ویژگی های سنگ های هورنفلسی حاصل از دگرگونی حرارتی مجاورتی می باشند. تشکیل هورنفلس در حاشیه واکنش دایک ها حاکی از آن است که تزریق ساختارهای دایک - سیل در شرایط فشار و

حرارت سطحی و نیمه عمیق صورت پذیرفته است. این واحد سنگی در اثر عملکرد فرسایش مکانیکی و شیمیایی و دگرسانی هیدروترمال به شدت دگرسان و فرسوده شده است. رنگ این واحد سنگی سبز روشن - زیتونی بوده و سطح تازه شکسته شده آن دارای رنگ سبز روشن - خاکستری است.



شکل ۲-۱۵: الف) تصویری از ساختارهای دایک - سیل درون واحد سنگی OM^{vs} و عملکرد سیستم گسلی بر روی آن و ب) تصویری از ساختار سیل درون واحد سنگی OM^{vs}.

۲-۵-۹ رسوبات کواترنری (Q^{t1} , Q^{t2} و Q^{al})

واحدهای کواترنری شامل آبرفت‌های نازک لایه و جوان، واریزه‌های سنگی، پادگانه‌های آبرفتی و رسوبات بستر رودخانه‌ها بوده و جوان‌ترین واحدهایی هستند که در محدوده مورد مطالعه نهشته شده‌اند (۲ - ۱۶). این واحدها در امتداد مسیر رودخانه‌های اصلی و آبراه‌های محدوده مطالعاتی نظیر مسیل‌های اصلی سرتل، شاه‌مردی، امر (عمر)، جلیجه و خنجکی تشکیل شده و حاصل عملکرد آب-های روان، هوازگی مکانیکی و شیمیایی می‌باشند. رسوبات جوان کواترنری در این محدوده عمدتاً به-صورت پادگانه‌های آبرفتی (Q^{t1} و Q^{t2} که قدیمی‌تر از واحد Q^{al} هستند) و رسوبات بستر رودخانه و آبراه‌های (Q^{al}) هستند.



شکل ۲-۱۶: تصویری از واحد آبرفتی (Q al).

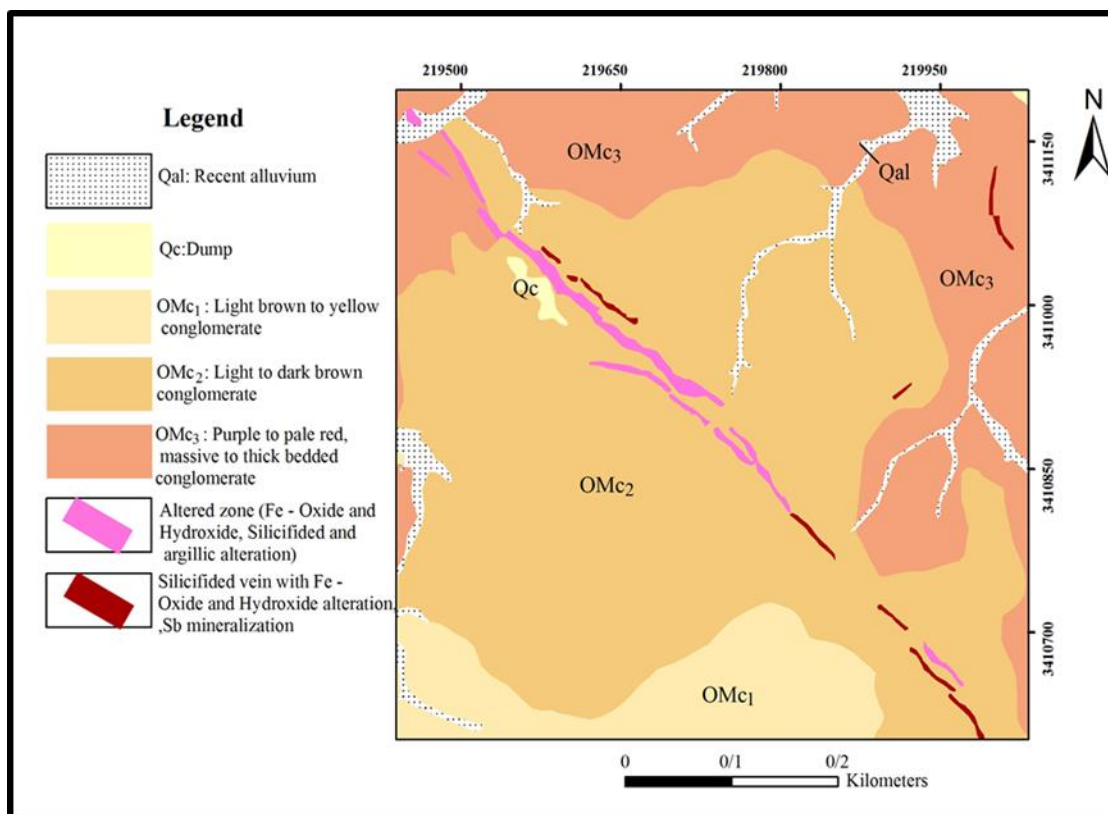
۲-۶- زمین شناسی محدوده معدنی

۲-۶-۱ مقدمه

هدف از بررسی زمین‌شناسی یک محدوده معدنی، مطالعه واحدهای سنگی، روابط زایشی بین آن‌ها، دگرسانی‌ها، تکتونیک و ارتباط هر یک از این پدیده‌ها با کانی‌سازی می‌باشد. بررسی این خصوصیات کمک بسیار زیادی به شناخت موقعیت زمانی و مکانی کانه‌زایی و شناسایی و پی‌جویی آن در دیگر نقاط مشابه خواهد داشت. در این بخش با توجه به این‌که چینه شناسی سنگ‌های محدوده معدنی جهت دستیابی به ژنز و محیط تشکیل کانسار بسیار با اهمیت می‌باشد؛ بنابراین قبل از پرداختن به توصیف خصوصیات کانسار، به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه معدنی به‌خصوص توصیف سنگ میزبان کانسار آنتیموان مورد مطالعه و همچنین واحدهای رخنمون یافته در منطقه معدنی پرداخته خواهد شد.

۲-۶-۲ زمین شناسی محدوده معدنی آنتیموان حیدرآباد

با توجه به نقشه زمین شناسی - معدنی ۱:۱۰۰۰ تهیه شده (شکل ۲ - ۱۷)، واحدهای سنگی محدوده معدنی حیدرآباد به شرح ذیل می‌باشند:

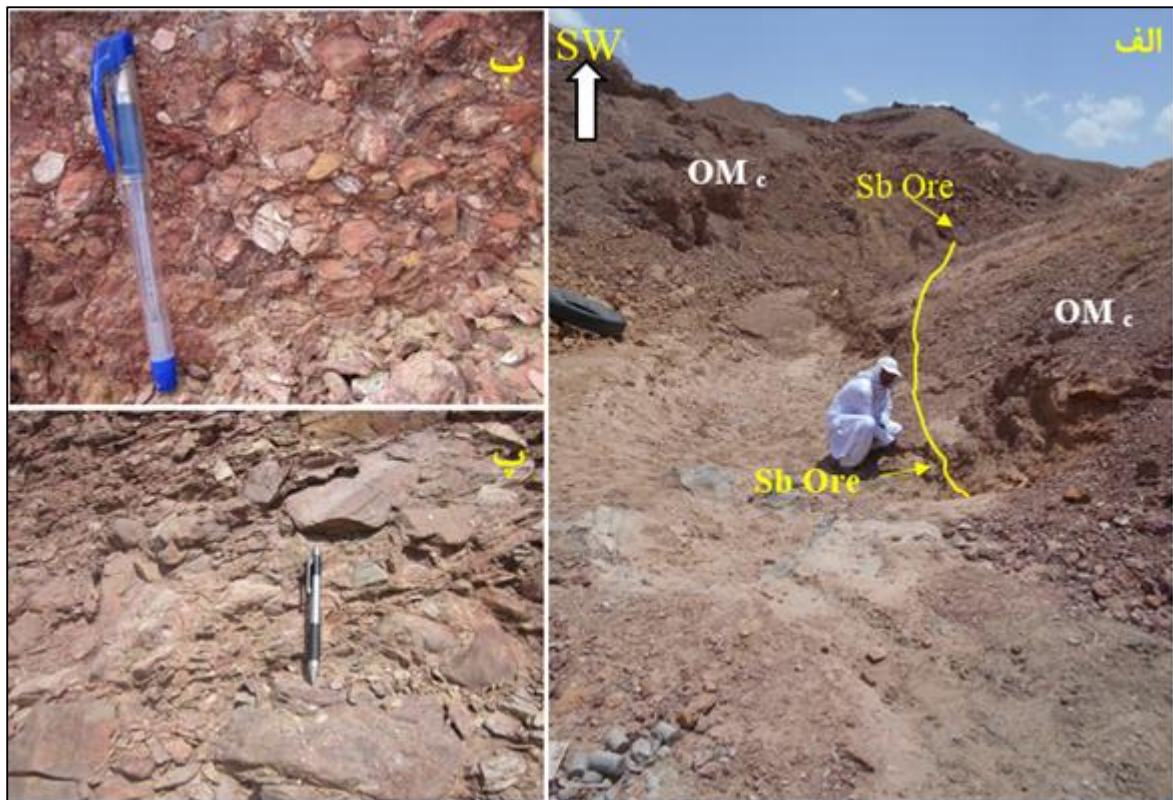


شکل ۲-۱۷: نقشه بزرگ مقیاس زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده معدنی آنتیموان حیدرآباد.

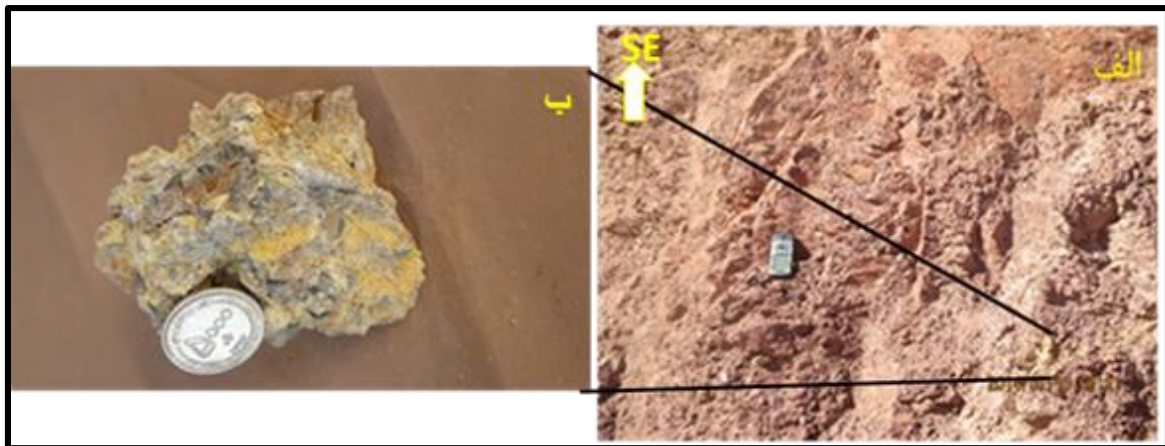
۲-۳-۶ واحد کنگلومرای الیگومیوسن (OM^c)

کنگلومرا، سنگ‌های رسوبی آواری دانه درشتی هستند که ذرات تشکیل دهنده‌ی آن‌ها گرد شده تا نیمه گرد شده بوده و اندازه‌ی آن‌ها بزرگ‌تر از ماسه می‌باشد (پروین، ۱۳۸۵). طبق گفته‌ی ویلمن (۱۹۴۲) کنگلومرا سنگی است که باید حداقل ۵۰ درصد ذرات آن بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر باشد. کنگلومرا در محدوده معدنی گسترش بسیار زیادی دارد، اما واحد کنگلومرای OM^c به دلیل میزبانی ماده معدنی آنتیموان در محدوده مطالعاتی حیدرآباد، دارای اهمیت به سزایی می‌باشد (شکل ۲ - ۱۸). این واحد سنگی یک واحد ضخیم تا متوسط لایه به ضخامت ۱۵۰۰ متر با روند عمومی شمال-غربی - جنوب شرقی در جنوب و جنوب غرب محدوده معدنی رخنمون دارد. رنگ این واحد سنگی به دلیل آغشتگی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ قرمز تا قهوه‌ای مبدل شده است. ساخت برشی (خرد شده) که نتیجه فعالیت‌های تکتونیکی در محدوده مورد مطالعه می‌باشد، در سنگ‌های منطقه به خصوص سنگ میزبان آنتیموان به خوبی نمود یافته است (شکل ۲ - ۱۹). ماده معدنی آنتیموان با ساخت رگه - رگچه‌ای در فضای خالی ناشی از فرایندهای تکتونیکی (گسل‌ها، درزه‌ها)

درون واحد سنگی کنگلومرای OM^c جای گرفته است. در بخش‌هایی از این واحد سنگی و در امتداد گسل‌های اصلی دگرسانی سیلیسی و اکسید و هیدروکسیدهای آهنی به وقوع پیوسته است. آثار کانی - سازی آنتیموان به صورت رگه - رگچه‌ای در بخش‌های دارای دگرسانی سیلیسی - اکسید آهنی - - آرژلیک و کربناتی واقع در پهنه‌ی گسلی تشکیل شده است. این واحد کنگلومرای با توجه به ویژگی‌های ظاهری و نیز تا حدودی لیتولوژیکی به سه بخش قابل تقسیم می‌باشد که در ادامه به شرح هر یک از بخش‌های تشکیل دهنده و همچنین به توصیف ساخت آن می‌پردازیم.



شکل ۲-۱۸: تصویری از واحد سنگی کنگلومرای OM^c و ماده معدنی آنتیموان، (ب) تصویری نزدیک از واحد سنگی کنگلومرای OM^c به رنگ قرمز و (پ) تصویری نزدیک از واحد سنگی کنگلومرای OM^c به رنگ قهوه‌ای.

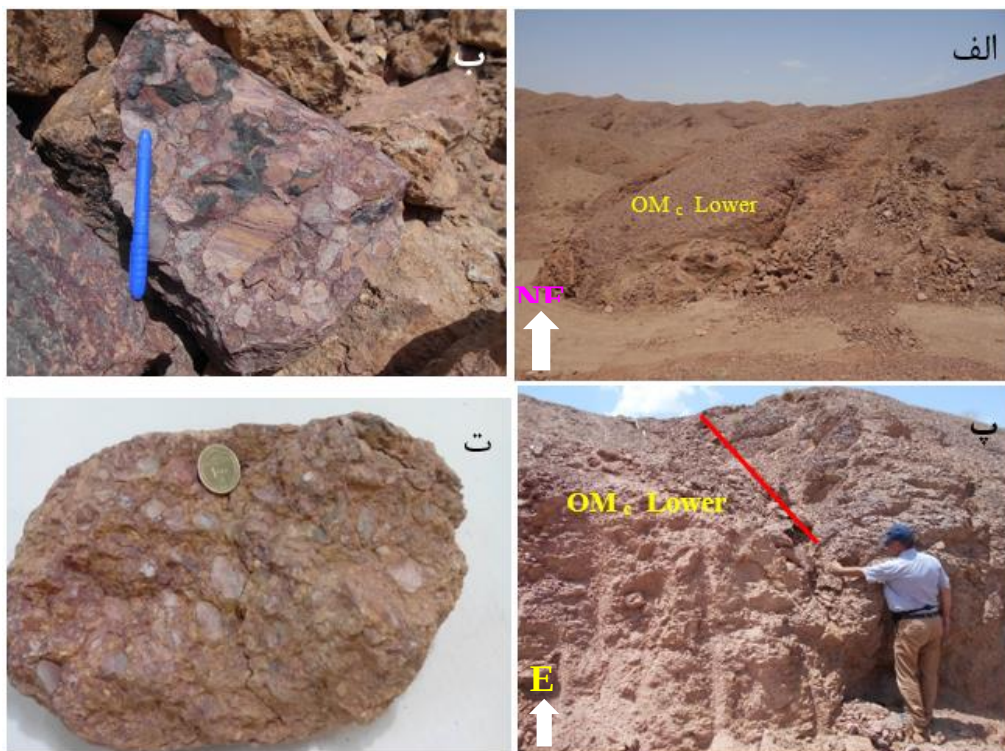


شکل ۲-۱۹: الف) تصویری از سنگ میزبان کنگلومرایی با ساخت برشی و ب) تصویر نمونه دستی سنگ میزبان کنگلومرایی همراه با کانه‌زایی دارای ساخت برشی.

۱. بخش زیرین واحد کنگلومرایی OM^c

الف) ویژگی‌های ماکروسکوپی

لیتولوژی این بخش متشکل از کنگلومرایی با قطعات ناهمگن و به رنگ قهوه‌ای تیره متمایل به قرمز که ضخامت لایه‌های آن نسبتاً زیاد می‌باشد. قطعات تشکیل دهنده از نظر ابعاد ناهمگن بوده، قطعات ریز تا درشت و از حدود چند میلی‌متر تا ۲۰ سانتی‌متر در آن وجود دارد. جنس قطعات تشکیل دهنده عمدتاً رسوبی و از ماسه‌سنگ، سیلتستون، ماسه‌سنگ آهکی، سنگ آهک و گاه سنگ‌های ولکانیکی می‌باشد. قطعات تشکیل دهنده نیمه گرد شده تا نیمه گوشه‌دار هستند که در این حالت به سنگ نمایی برشی می‌دهد (شکل ۲ - ۲۰).



شکل ۲-۲۰: الف و پ) تصویر صحرایی از کنگلومرای زیرین به رنگ قهوه‌ای تیره متمایل به قرمز، ب و ت) تصویر نمونه دستی کنگلومرای زیرین به رنگ قهوه‌ای تیره متمایل به قرمز.

• ب) ویژگی‌های میکروسکوپی

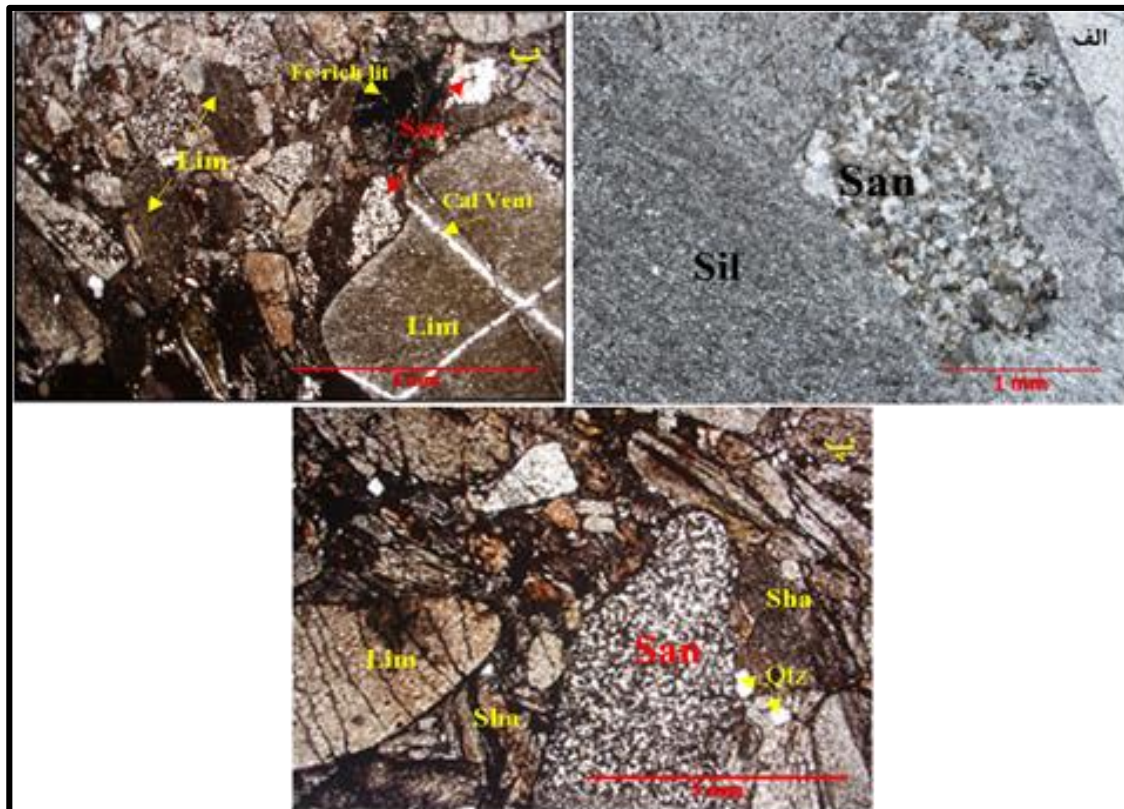
نمونه مورد مطالعه در (شکل ۲ - ۲۱) یک سنگ رسوبی آواری است که در گروه سنگ‌های کنگلومرایی قرار می‌گیرد. با توجه به متنوع بودن اجزای اصلی سازنده‌ی سنگ که عمدتاً شامل قطعات آواری ماسه‌سنگ، سیلتستون، سنگ آهک، شیل و اجزای فرعی سازنده‌ی آن که شامل کانه‌های اپک، قطعات سنگی آغشته به اکسید و هیدروکسیدهای آهن به این نوع کنگلومرا، کنگلومرای پلی‌میکتیک می‌گویند (پروین، ۱۳۸۵). دانه‌های آواری سنگ مورد مطالعه، درشت دانه (۲ میلی‌متر تا ۴ سانتی‌متر) هستند که گردش‌دگی و جور شدگی ضعیفی را نشان می‌دهند.

- بافت در سنگ‌های رسوبی شامل:

(۱) بافت دانه‌ای: مخصوص سنگ‌های رسوبی آواری یا تخریبی (کنگلومرا و برش‌ها) دانه درشت است و اندازه دانه‌ها از ۲ میلی‌متر بزرگ‌تر است، ماسه‌سنگ (دانه متوسط است و اندازه دانه‌ها بین $\frac{1}{16}$ تا ۲ میلی‌متر است)، گل‌سنگ (ریز دانه است و اندازه دانه‌ها کمتر از $\frac{1}{16}$ میلی‌متر است))

(۲) بلورین یا متبلور می‌باشد (پروین، ۱۳۸۵).

کنگلومرا را از نظر بافتی خود به دو نوع (۱) اورتو کنگلومرا یا کنگلومرای دانه‌ای و یا عادی (کنگلومرای که میزان ماتریکس یا زمینه‌ی آن کمتر از ۱۵ درصد است، به‌طوری‌که دانه‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ در تماس با یکدیگرند) و (۲) پاراکنگلومرا یا کنگلومرای غیرعادی (کنگلومرای که در آن زمینه به مراتب بیشتر از دانه‌های گرد شده است. دانه‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ به‌صورت پراکنده دیده می‌شوند و به ندرت با یکدیگر قرار دارند) تقسیم می‌شود (پروین، ۱۳۸۵). با توجه به مطالب ذکر شده، بافت سنگ مورد مطالعه درشت دانه و از نوع اورتوکنگلومرای است. سیمان پر کننده‌ی فضای خالی بین دانه‌های آواری در شکل (۲ - ۲۲۱، الف) سیلیسی و در (شکل ۲ - ۲۱، ب و پ) اکسید و هیدروکسیدهای ریز دانه‌ی آهن می‌باشد.



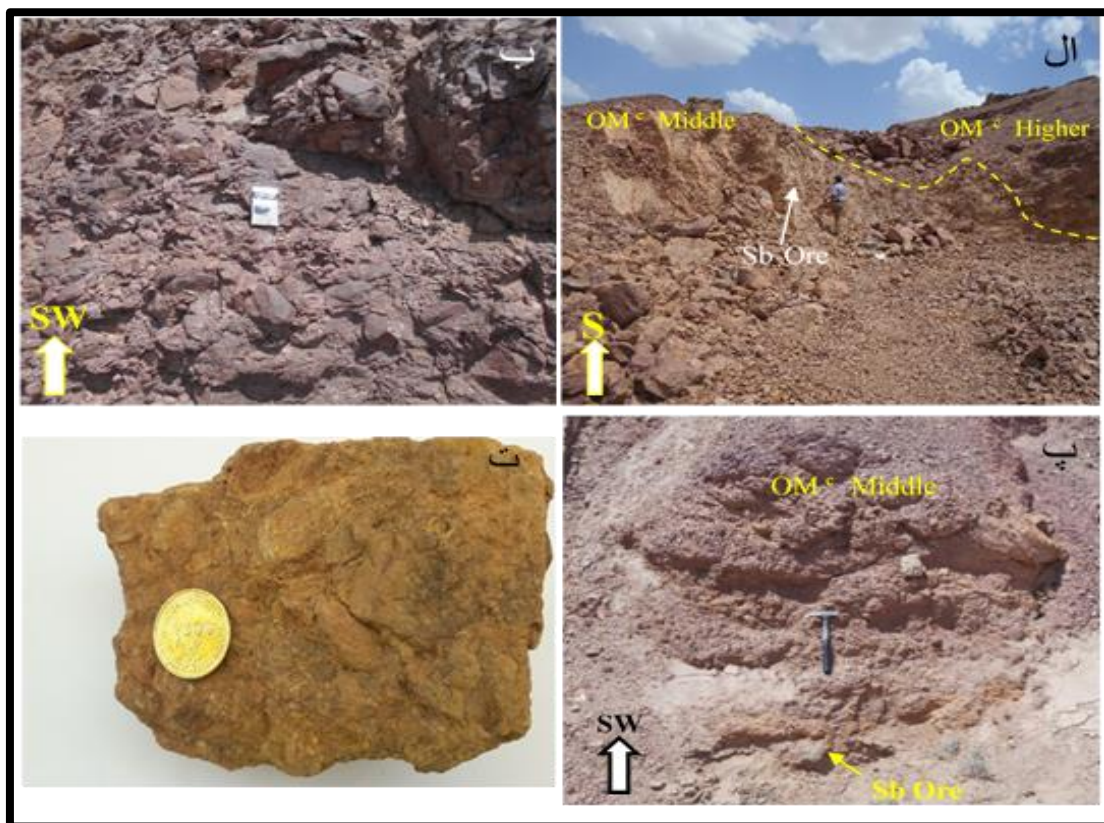
شکل ۲-۲۱: تصویر میکروسکوپی از قطعات سازنده‌ی کنگلومرای زیرین با الف) زمینه سیلیسی، ب و پ) زمینه‌ی

اکسید و هیدروکسید آهن.

۲. بخش میانی واحد کنگلومرای OM^c

- الف) ویژگی‌های ماکروسکوپی

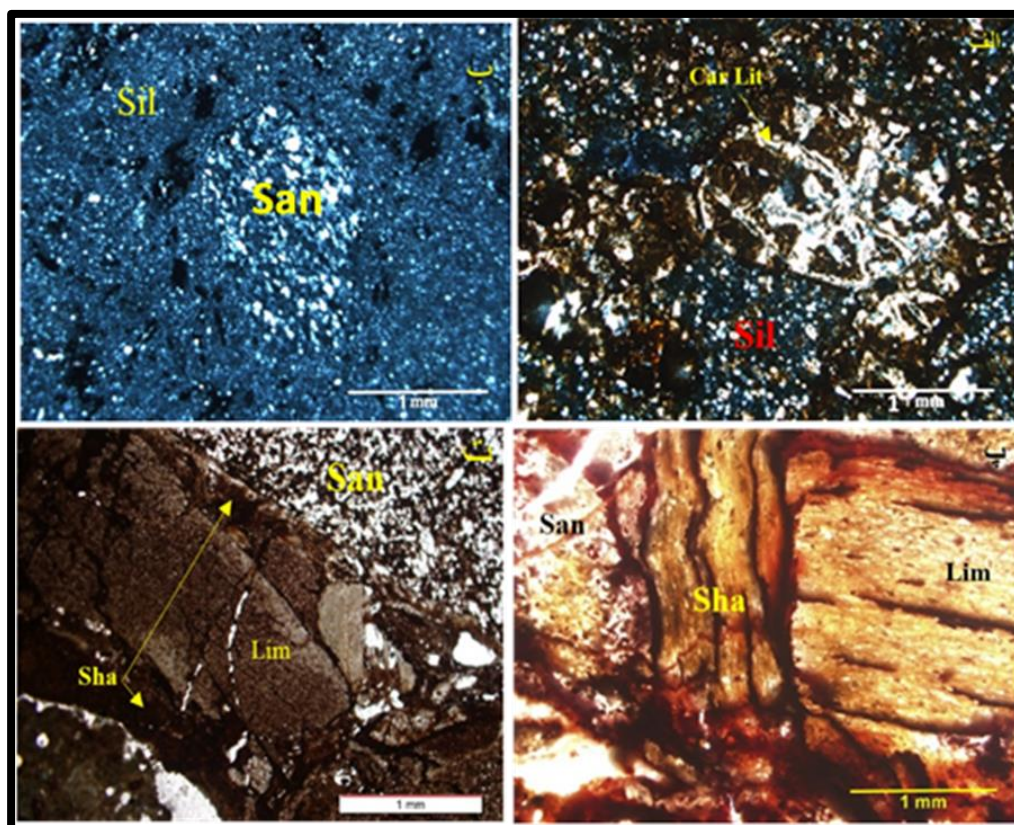
این بخش به صورت نواری تیره بین دو بخش روشن‌تر زیرین و بالایی جای گرفته است. جنس قطعات تشکیل دهنده عمدتاً ماسه‌سنگ است که با سیمان کربناتی، سیلیسی و اکسید - هیدروکسید آهن به یکدیگر متصل شده‌اند. ابعاد قطعات عمدتاً درشت دانه و در حد ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متر می‌باشد ولی بخش‌های ریز دانه نیز به صورت بین لایه‌ای در آن دیده می‌شود (شکل ۲ - ۲۲).



شکل ۲-۲۳: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای میانی با رنگ قهوه‌ای تیره و کنگلومرای بالایی با رنگ قهوه‌ای روشن، ب و پ) تصویری از واحد سنگی کنگلومرای میانی با قطعات سازنده دانه درشت تا دانه‌های ریز و ت) تصویر نمونه دستی از قطعات سازنده واحد سنگی کنگلومرای میانی.

ب) ویژگی‌های میکروسکوپی

نمونه مورد مطالعه در (شکل ۲ - ۲۳) سنگ رسوبی آواری دانه درشت از نوع کنگلومرای پلی میکتیک می‌باشد که اجزای اصلی آن شامل قطعات آواری سیلتستون، ماسه‌سنگ، آهک، شیل و قطعات سنگی کربناته است که در قطعه سنگی کربناته، کلسیت و دولومیت و در حواشی آن اکسید و هیدروکسید آهن حضور دارند. قطعه ماسه‌سنگ ریز دانه و شامل دانه‌های کوارتز و فلدسپات می‌باشد. اجزای فرعی این کنگلومرا، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های اپک می‌باشد. دانه‌های تشکیل دهنده، دارای گرد شدگی متوسط و جور شدگی ضعیفی بسیار ضعیفی می‌باشند. متوسط اندازه‌ی دانه‌ها از ۲ میلی‌متر تا ۳ سانتی‌متر می‌باشد. سیمان پلی‌میکتیک میانی، بیشتر اکسید و هیدروکسید آهن و به مقدار کمتر سیلیسی می‌باشد.



شکل ۲-۲۴: تصاویر میکروسکوپی قطعات سازنده کنگلومرای میانی الف) قطعه آواری کربناته کلسیت - دولومیتی با زمینه سیلیسی ب) قطعه ماسه‌سنگی به همراه سیلتستون با زمینه سیلیسی پ و ت) قطعات آواری آهک، شیل و ماسه‌سنگ با گرد شدگی و جورشدگی بسیار ضعیف و زمینه اکسید و هیدروکسید آهن.

۳. بخش بالایی واحد کنگلومرای OM^c

الف) ویژگی‌های ماکروسکوپی

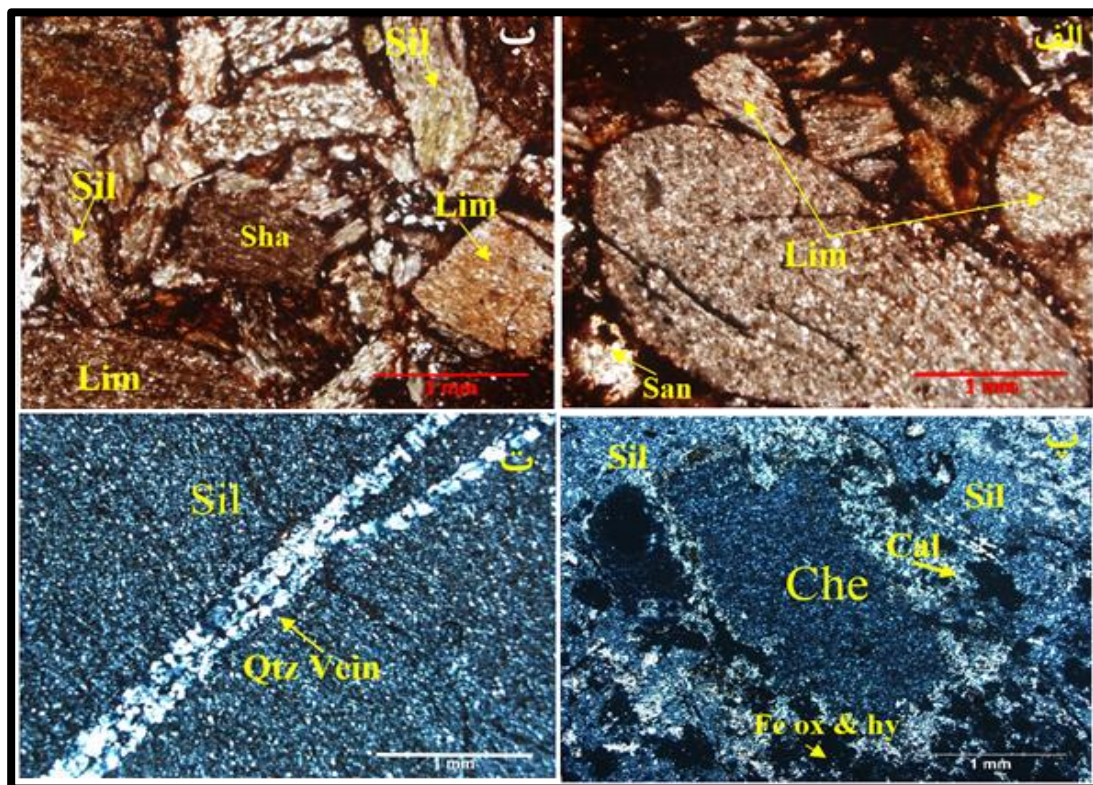
این بخش از واحد کنگلومرای با رنگ قهوه‌ای روشن تا قرمز بالاترین بخش از واحد OM^c را تشکیل می‌دهد. قطعات تشکیل دهنده آن ناهمگن از دانه ریز (چند میلی‌متر) تا دانه درشت (۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متر) تشکیل شده است. جنس قطعات تشکیل دهنده عمدتاً ماسه‌سنگ، سیلتستون و سنگ آهک است که با سیمانی از کربنات و اکسید آهن به یکدیگر متصل شده‌اند. قطعات سازنده عمدتاً نیمه گرد شده تا نیمه گوشه‌دار می‌باشند که به کنگلومرا حالتی برشی داده‌اند (شکل ۲-۲۴).



شکل ۲-۲۵: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قهوه‌ای (ب) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قرمز (پ) تصویر نمونه دستی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قهوه‌ای و (ت) تصویر نمونه دستی از واحد سنگی کنگلومرای بالایی به رنگ قرمز.

ب) ویژگی‌های میکروسکوپی

نمونه مورد مطالعه (شکل ۲ - ۲۵)، سنگ رسوبی آواری دانه درشت از نوع کنگلومرای پلی میکتیک می‌باشد که اجزای اصلی آن شامل دانه‌های آواری آهک، شیل، ماسه‌سنگ، سیلتستون و به مقدار کمتر چرت است. آهک در این نمونه دارای فراوانی بیشتری نسبت به سایر دانه‌های آواری دارد. سیمان آن، اکسید و هیدروکسید آهن در (شکل ۲ - ۲۵ الف و ب) و کلسیتی در (شکل ۲ - ۲۵ پ و ت) است. دانه‌های آواری سنگ مورد مطالعه در (شکل ۲ - ۲۵ الف و ب)، دارای گردشگی متوسط و جورشدگی ضعیف و در (شکل ۲ - ۲۵ پ و ت) گردشگی و جورشدگی بسیار ضعیفی برخوردار است. متوسط اندازه‌ی دانه‌ها ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر می‌باشد. بافت این بخش از کنگلومرا دانه‌ای و از نوع ارتوکنگلومرای است.



شکل ۲-۲۶: الف) تصویر میکروسکوپی از قسمت دانه درشت کنگلومرای بالایی با زمینه اکسید و هیدروکسید آهن

ب) تصویر میکروسکوپی از قسمت دانه ریز کنگلومرای بالایی با زمینه اکسید و هیدروکسید آهن پ)

تصویر میکروسکوپی از قطعات سنگی چرت و سیلتستون‌های کنگلومرای بالایی با زمینه کلسیتی (کربناته) و

ت) تصویر میکروسکوپی از سیلتستون و زمینه کلسیتی سنگ کنگلومرای بالایی.

۲-۶-۴ رسوبات کواترنری (Q^{al})

در محدوده معدنی، رسوبات کواترنری از گسترش بسیار کمی برخوردارند و اغلب به صورت آبرفت در

بستر مسیل‌ها و آبراهه‌ها قرار گرفته و از قطعات آواری سازنده واحدهای مجاور و بالادست تشکیل

شده‌اند (شکل ۲۶ - ۲).

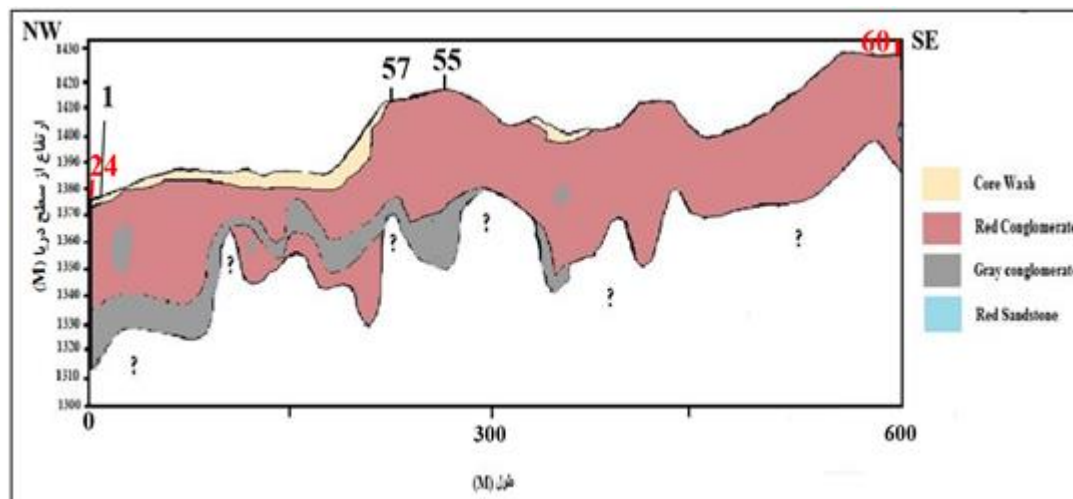


شکل ۲-۲۷: تصویر صحرایی از واحد کوآترنری (Q_{al}) در امتداد آبراهه‌های فرعی.

• زمین‌شناسی محدوده معدنی بر اساس مطالعات عمقی

بر اساس اطلاعات به‌دست آمده از گزارش پایان عملیات اکتشافی محدوده آنتیموان حیدرآباد، انجام شده توسط شرکت مهندسين مشاور کاوشگران در سال ۱۳۹۵، این شرکت اقدام به ایجاد شبکه‌ی گمانه‌های اکتشافی (مغزه‌گیری) در گستره‌ی رخنمون رگه‌های سیلیسی حاوی آثار کانی‌سازی و دگرسانی به طول ۶۰۰ متر نمود. تعداد گمانه‌های حفر شده بر روی رگه‌ی آنتیموان حیدرآباد، ۵۲ حلقه به متر اژ ۱۹۳۵/۳۵ متر می‌باشد که امتداد عمومی آن‌ها $N 46 E$ و تغییرات شیب آن‌ها از قائم تا 29° (به طرف شمال شرق) نسبت به قائم در حال نوسان است. بیشترین عمق گمانه حفر شده، ۶۰ متر و بیشترین شیب 29° است. با توجه این‌که میزان عیار رگه آنتیموان دار معمولاً در کمر پایین کاهش شدیدی دارد و با افزایش فاصله و دور شدن از رگه روند کاهش عیار افزایش می‌یابد، عمق گمانه‌ها به‌گونه‌ای در نظر گرفته شده است که پس از گذر از پهنه کانی‌سازی (کمر بالا و رگه - رگچه‌های پر عیار) حدود ۵ متر از کمر پایین رگه نیز شناسایی گردد. بر اساس اطلاعات به‌دست

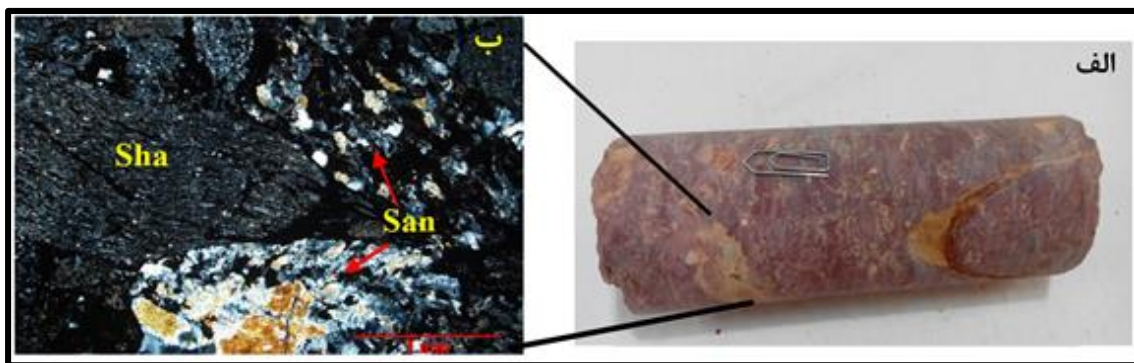
آمده از لیتولوژی گمانه‌های حفر شده، اقدام به طراحی لیتولوژی زیر سطحی (عمقی) کردیم که در (شکل ۲ - ۲۷) تصویر مربوطه نشان داده شده است.



شکل ۲-۲۸: لیتولوژی عمقی کانسار آنتیموان حیدرآباد (ترسیم شده با نرم افزار ARC GIS).

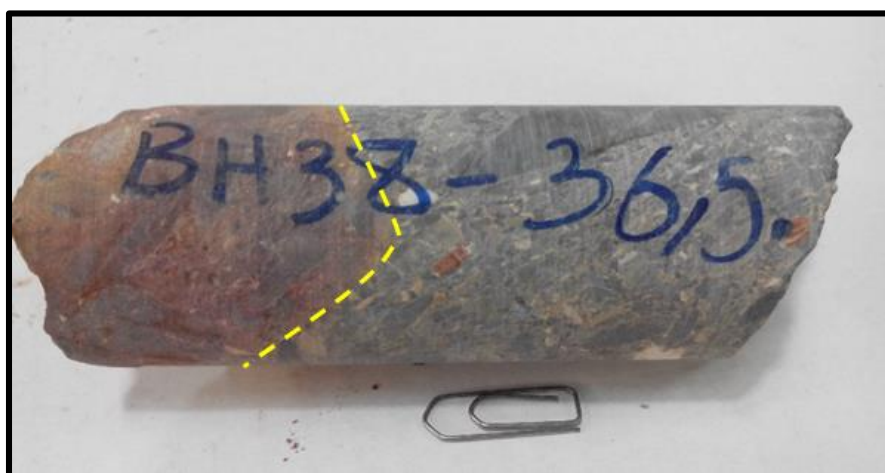
شکل ۲ - ۲۷ نشان می‌دهد که لیتولوژی زیر سطحی شامل ۴ نوع واحد سنگی می‌باشد که به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱. کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای رنگ که دارای بیشترین گسترش در گمانه‌ها می‌باشد. این جنس سنگ معمولاً از سطح تا عمق زیاد ادامه دارد (شکل ۲ - ۲۷). در (شکل ۲ - ۲۸) تصویری از مغزه کنگلومرای قرمز رنگ نمایش داده شده است. کانی‌سازی آنتیموان در این واحد سنگی دارای بیشترین گستردگی می‌باشد.

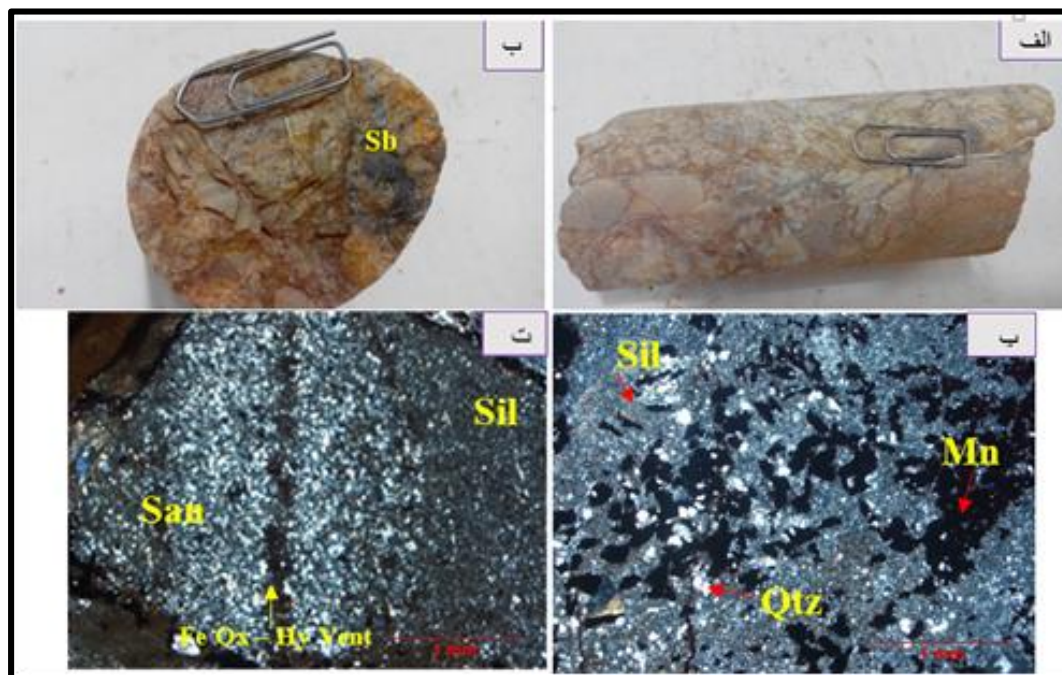


شکل ۲-۲۹: الف) تصویر مغزه کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای رنگ ب) تصویری میکروسکوپی از قطعات سازنده مغزه کنگلومرای قرمز رنگ.

۲. کنگلومرای خاکستری رنگ که عمدتاً مربوط به اعماق زیاد گمانه‌ها می‌باشد. این نوع سنگ دارای گسترش بسیار کمتری نسبت به کنگلومرای قرمز رنگ می‌باشد. کنگلومراهای خاکستری رنگ در سطح مشاهده نشده‌اند و در اعماق ظاهر شده‌اند. (شکل ۲ - ۲۹)، تصویری از مغزه‌ی حفاری مربوط به گمانه‌ی شماره ۳۸ را نشان می‌دهد، که مرز دو واحد سنگی کنگلومرای قرمز و خاکستری رنگ قابل مشاهده می‌باشد. (شکل ۲ - ۳۰) تصویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از واحد سنگی کنگلومرای خاکستری رنگ را نشان می‌دهد. کانی‌سازی آنتیموان در این نوع واحد سنگی، به‌صورت پیچ پیچ و بسیار کمتر از کانی‌سازی آنتیموان در کنگلومراهای قرمز رنگ می‌باشد.



شکل ۲-۲۹: تصویری از مرز بین کنگلومرای قرمز با کنگلومرای خاکستری رنگ مغزه گمانه شماره ۳۸.



شکل ۲-۳: الف) تصویری از مغزه کنگلومرای خاکستری رنگ (ب) تصویری از کنگلومرای خاکستری رنگ حاوی کانی سازی آنتیموان پ و ت) تصویر میکروسکوپی از قطعات سازنده کنگلومرای خاکستری رنگ.

۳. ماسه سنگ قرمز رنگ که دارای گسترش محدود به عمق ۲۵ تا ۳۱ متری گمانه‌ی شماره ۶۰ می‌باشد. این واحد سنگی فاقد هر گونه کانی‌سازی و دگرسانی می‌باشد.

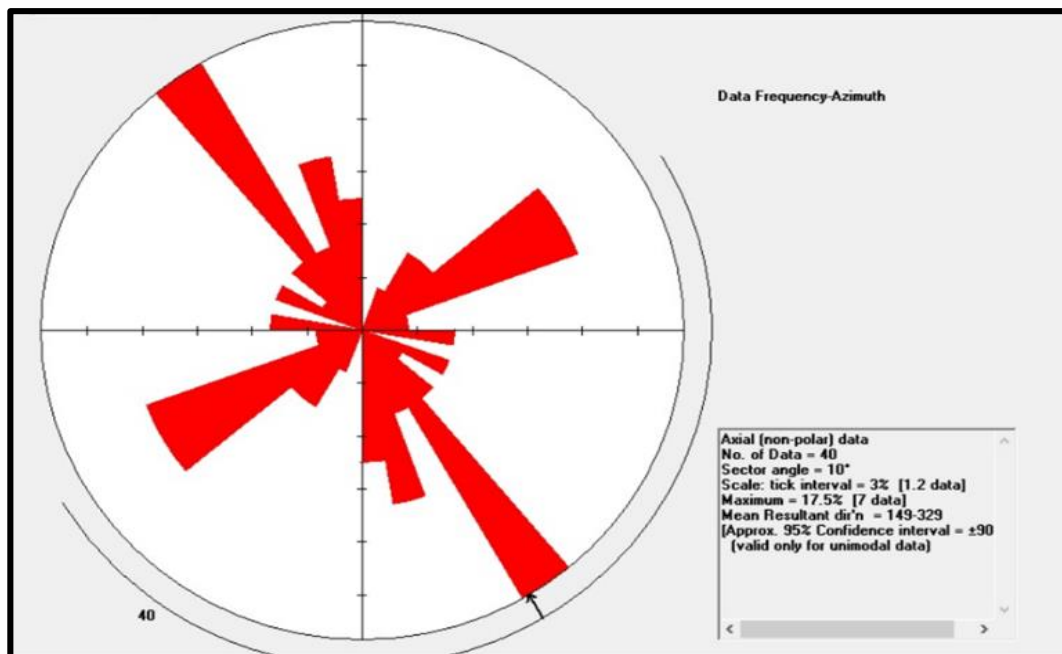
۴. قسمت‌های شسته شده (Core Wash) که در واقع همان کنگلومراهای قرمز تا قهوه‌ای رنگ می‌باشند که در سطوح بالایی گمانه‌ها با گسترش محدود، حضور دارند. در بعضی از این قسمت‌ها کانی‌سازی مشاهده شده است.

۲-۷- زمین‌شناسی ساختمانی محدوده مورد مطالعه

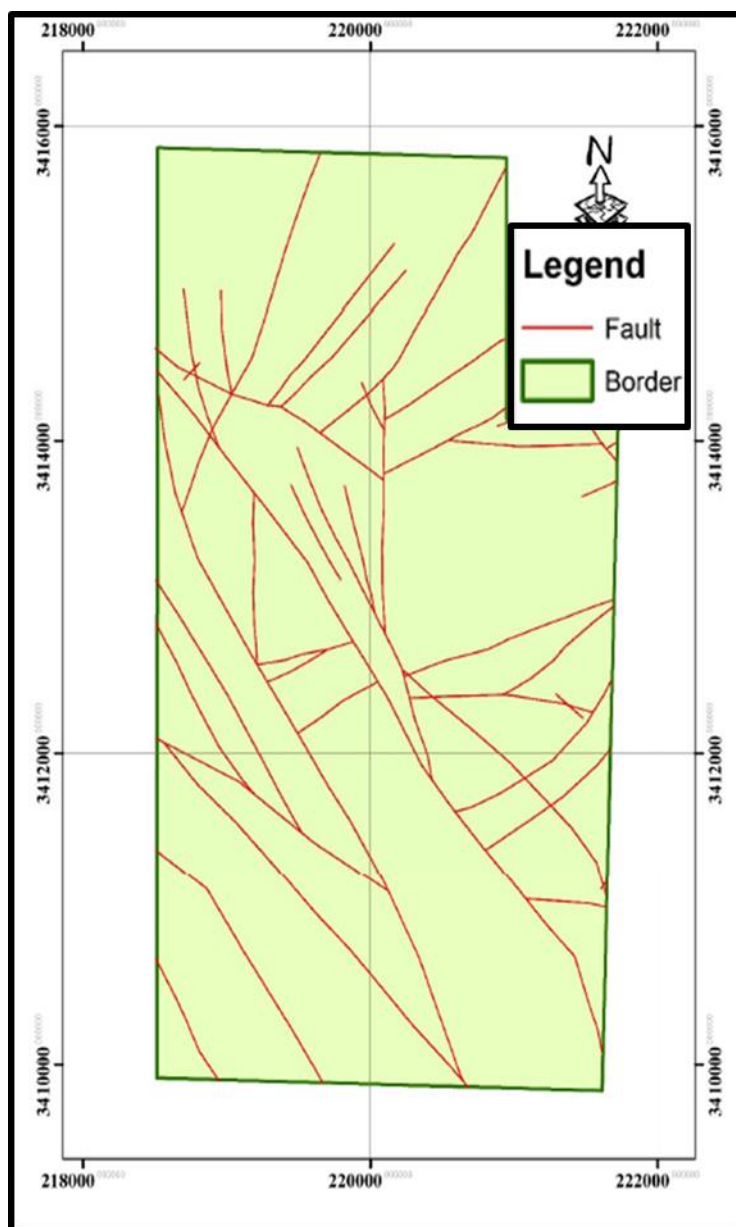
محدوده مورد مطالعه بین دو سیستم گسله غربی آساگی از سمت شرق و گسله نه شرقی در سمت غرب محدود شده است. واحدهای منطقه عموماً شامل ولکانیک‌های ائوسن، ماسه سنگ‌های توریدایتی، توف و اولترامافیک‌ها می‌باشند. این واحدهای سنگی، یک محیط شکننا (Brittle) را ایجاد کرده که سبب توسعه و گسترش شکستگی‌ها در منطقه شده است. دو

سیستم گسله غرب آساگی و نه شرقی دارای روند کلی شمالی - جنوبی بوده و از نوع راستالغز راستگردند و همراه با گسل زاهدان، تنها ساختارهای موجود در پهنه فلیشی شرق ایران هستند که دارای پرتگاه‌های جوان بوده و باعث جابه‌جایی آبراهه‌ها شده‌اند. بنابراین قسمت عمده‌ترین سنوزوئیک پسین پهنه فلیشی شرق ایران در این گسل‌ها متمرکز شده است. در فاصله بین این دو گسل اصلی و سراسری، پهنه تکتونیکی خرد شده و گسلیده‌ای قرار گرفته که گسل‌های فراوان با روند عمومی NW - SE و بعضاً با روندهای دیگر در داخل آن گزارش شده و نشان داده شده است. وجود این گسل‌های فراوان می‌تواند به‌عنوان یکی از عوامل به‌وجود آورنده واحدهای دگرگونی متنوع در این پهنه در نظر گرفته شود. در شرق گسل غرب آساگی، ساختار لیتولوژیک به‌طور اساسی متفاوت از پهنه فوق‌الذکر است. گسل‌های غرب آساگی و نه شرقی حداقل ۲۰ کیلومتر هم‌پوشانی دارند و احتمالاً باعث دگرریختی فعال کوه‌های این منطقه شده‌اند. این شکستگی‌ها که با نهشته‌های گرمابی پر شده و رگه‌های معدنی مورد مطالعه را در داخل سنگ بستر خویش ایجاد کرده‌اند، حاصل عملکرد گسل‌های پویایی بوده که آثار حرکت و پویایی آن را به‌صورت برشی و خش‌لغز روی مواد پر کننده فضای گسلی می‌توان مشاهده کرد (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۹۵). به‌طوری که در مطالعات زمین‌شناسی اشاره گردید، لیتولوژی عمده این محدوده را رسوبات منسوب به الیگومیوسن تشکیل می‌دهند. روند کلی این واحدها، NW - SE و شیب کلی آن‌ها ۵۰-۶۰ درجه می‌باشد. روند غالب گسل‌های محدوده NW - SE با شیب زیاد و گاه‌هاً نزدیک به قائم می‌باشد. جابه‌جایی آبراهه‌ها در برخی مناطق نشان‌گر فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی می‌باشد. بررسی الگوی شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه نشان دهنده دو سیستم شکستگی غالب با روندهای NW - SE و NE - SW می‌باشند که شکستگی‌های دارای روند NW - SE فراوانی بیشتری دارند. شکل (۲-۳۱)، نمودار گل سرخی گسل‌ها و شکستگی‌های محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. روند غالب شکستگی‌ها شمال‌غرب -

جنوب شرق و در مرحله ی دوم شمال شرق - جنوب غرب می باشد. (شکل ۲-۳۲) توزیع الگوی شکستگی های محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد.



شکل ۲-۳۰: نمودار گل سرخی گسل ها و شکستگی های محدوده مورد مطالعه (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۹۵).



شکل ۲-۳۱: نقشه خطواره‌های گسلی و شکستگی‌های موجود در محدوده مورد مطالعه.

فصل سوم: کانه زاپی و دکرسانی

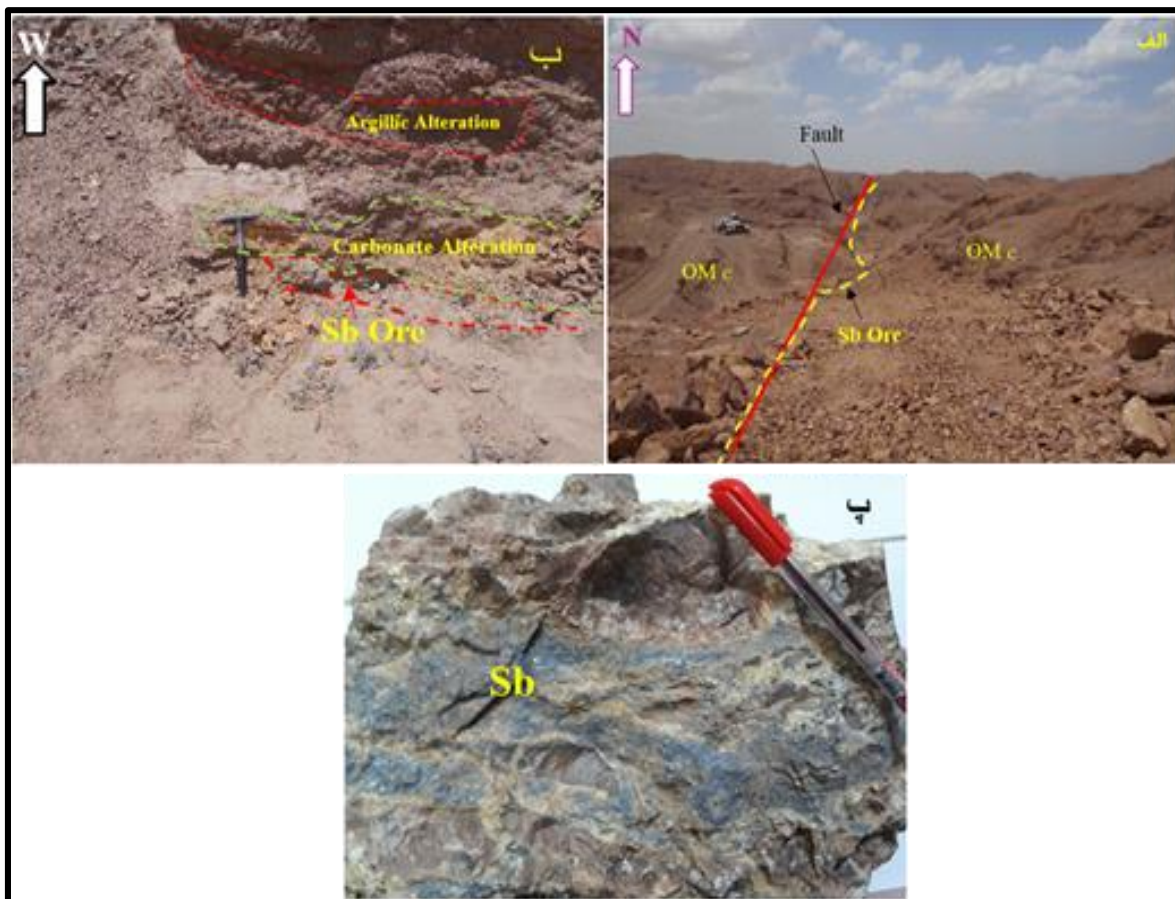
۳-۱: مقدمه

محدوده مطالعاتی در بخش بالایی پهنه فلیشی شرق ایران قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). در این پهنه کانه‌زایی‌های متفاوتی (از قبیل کرومیت، منیزیت، گل سفید، منگنز، مس، طلا، آنتیموان و ...) وجود دارد. یکی از کانه‌زایی‌های مهم در این منطقه، کانه‌زایی آنتیموان می‌باشد که در بخش‌های مختلفی از این پهنه شناسایی شده است. از آن جمله می‌توان به کانسار آنتیموان حیدرآباد، در شمال غرب زاهدان اشاره نمود. شناخت شکل و سبک کانی‌زایی، ابعاد کانی‌زایی، انواع کانی‌زایی، انواع دگرسانی و شرایط تشکیل آنها از مواردی است که در این فصل مورد بررسی قرار گرفته است. دگرسانی‌ها مهمترین شواهد برای اکتشاف و بررسی کانه‌زایی محسوب می‌شوند و کاربردهای متعددی نظیر تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی محلول‌ها، دما، ترکیب شیمیایی محلول‌ها و اکتشاف ذخایر معدنی به ویژه ذخایر ماگمایی - گرمایی دارند (Barnes, 1979). برای بررسی دقیق‌تر دگرسانی در این محدوده، ۳ مقطع صیقلی و نازک (مطالعات مینرالوگرافی) با میکروسکوپ‌های انعکاسی - عبوری بررسی شدند و تعداد ۱۴ نمونه، نیز مورد تجزیه شیمیایی XRD قرار گرفت که نتایج آن‌ها در ادامه مورد بحث قرار خواهند گرفت (جداول ۳ - ۱ و ۳ - ۲).

۳-۲: کانه‌زایی در کانسار مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در گستره ساختاری واقع شده است که در اثر عملکرد فرایندهای تکتونیکی و ساختارهای گسلی متعدد موجود در منطقه (گسل‌های اصلی و بزرگ نهبندان، آساگی و ریز گسل‌های موجود در منطقه) به شدت خرد و تکتونیزه شده است، که این عامل اصلی‌ترین عامل کنترل کننده و مؤثر بر رخداد کانی‌سازی آنتیموان در این محدوده می‌باشد، که فضاهای باز ناشی از این فرایندها راهی برای برقراری چرخه سیالات هیدروترمال و نفوذ سیالات کانه‌دار می‌باشند. این فضاهای باز همچنین موجب تسهیل نفوذ آب‌های سطحی به اعماق، گرم شدن، افزایش انحلال پذیری و برگشت آن‌ها به صورت محلول‌های گرمابی کانه‌دار به مناطق سطحی می‌گردند. فرایندهای زمین‌ساختی

راهنمای ارزشمندی برای کشف ذخایر جدید و یا ارزیابی مجدد ذخایر می‌باشند. به‌طور کلی کانی‌زایی آنتیموان در این کانسار، به‌صورت رگه - رگچه‌ای می‌باشد، که این رگه - رگچه‌ها، در راستای ساختارهای گسلی درون واحد سنگی کنگلومرای قرمز رنگ الیگومیوسن تشکیل گردیده است (شکل ۳ - ۱)، که حرکت سیالات هیدروترمال سبب ته‌نشست عناصر فلزی (آنتیموان) در مناطق گسله و دارای شکستگی‌ها شده است. با عنایت به موارد ذکر شده به نظر می‌رسد مهمترین عوامل مؤثر بر کانه‌زایی آنتیموان در این منطقه شامل: ۱- کنترل‌های ساختاری (گسل، درزه و شکاف)، ۲- سیالات گرمابی که در سنگ‌های دارای لیتولوژی مناسب جهت میزبانی جریان یافته و باعث تمرکز آنتیموان گردیده‌اند و ۳- لیتولوژی (سنگ منشأ و سنگ میزبان مناسب). این کنترل‌کننده‌های کانی‌ساز به عنوان فاکتورهای اساسی در قابلیت نقل و انتقال سیالات هیدروترمالی چه در مقیاس ناحیه‌ای و چه در مقیاس معدنی عمل می‌نمایند و باعث تمرکز و تجمع سیالات کانه‌دار شده تا فرصتی برای رخداد کانه‌زایی و ته‌نشست ایجاد نمایند (Leach et al., 2005).

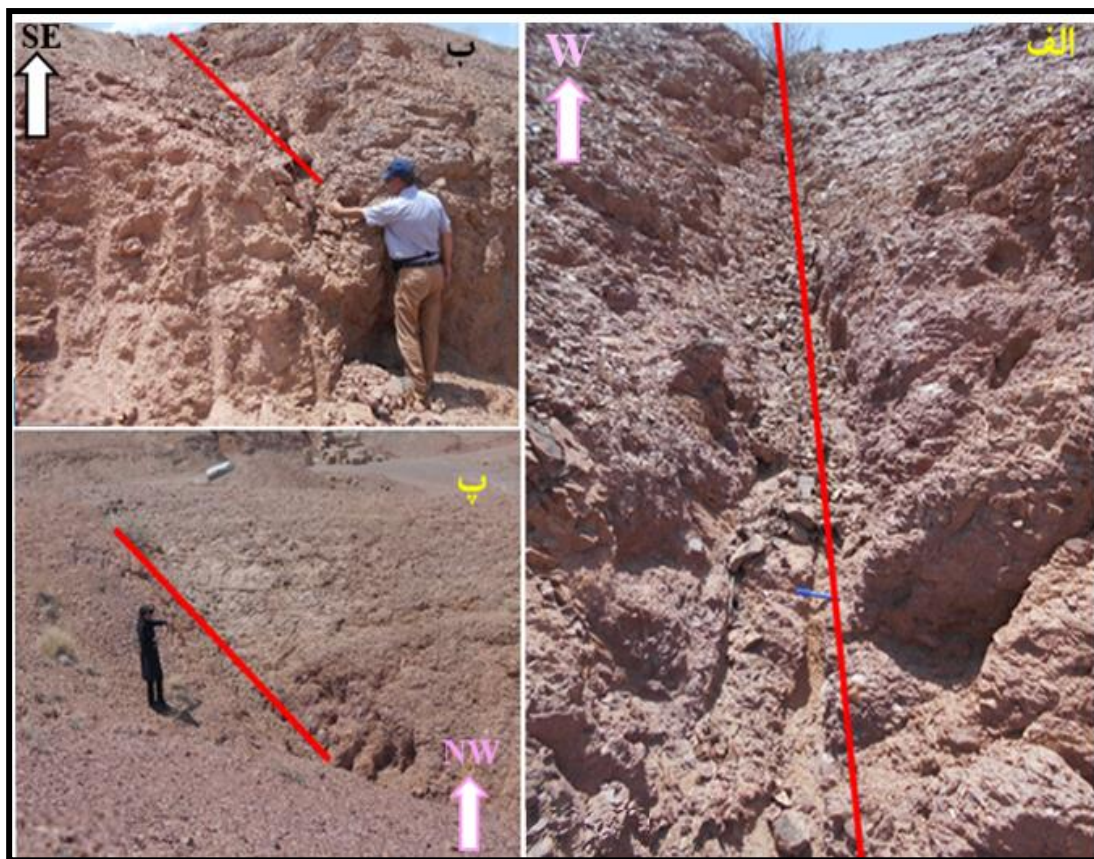


شکل ۳-۱: الف) تصویر صحرایی از واحد سنگی کنگلومرای الیگومیوسن، سنگ میزبان کانسنگ آنتیموان
 حیدرآباد و رگه کانه‌دار و گسل اصلی محدوده مطالعاتی ب) نمایی نزدیک از کانسنگ آنتیموان پ) نمایی از
 کانسنگ آنتیموان دارای ساختار رگه - رگچه‌ای مرکب.

۳-۲-۱ ویژگی کانه‌زایی آنتیموان در کانسار حیدرآباد

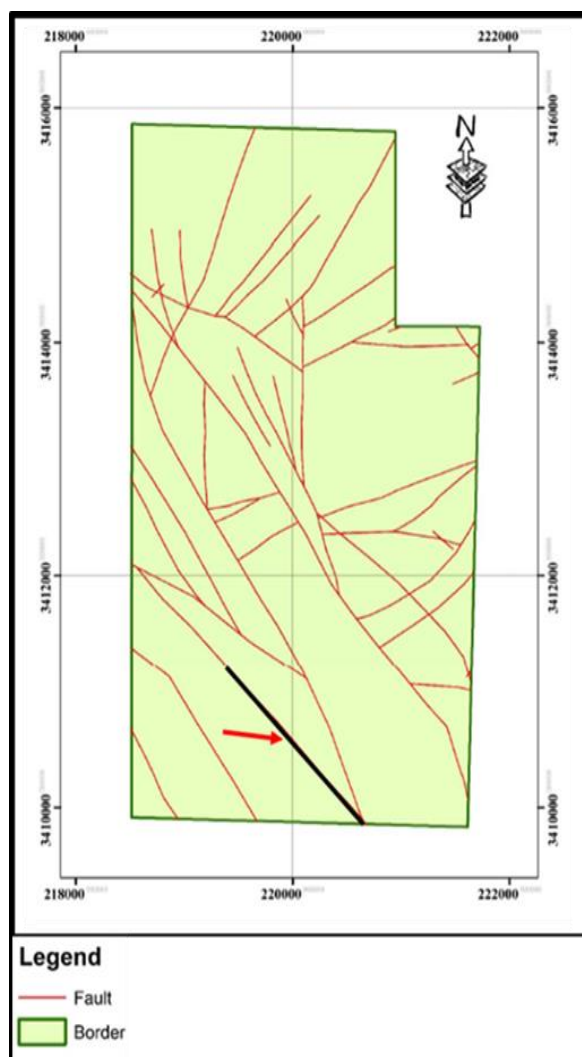
کانه‌زایی آنتیموان در کانسار حیدرآباد، به صورت رگه - رگچه‌ای (با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی $(N 316^\circ)$ و شیب کلی 55° درجه به سمت شمال شرق) می‌باشد. این رگه - رگچه‌های آنتیموان‌دار، اغلب به صورت ناپیوسته (دانه تسبیحی) در خمیره‌ای از رگه‌های سیلیسی آمورف یا کلونیدی آغشته به اکسید - هیدروکسیدهای آهن و در راستای ساختارهای گسلی اصلی منطقه یا روند شمال غربی - جنوب شرقی و شیب $20^\circ N$ درون واحد سنگی کنگلومرای الیگومیوسن تشکیل گردیده است. ژئومتری و هندسه‌ی ماده معدنی در امتداد گسل اصلی، دارای طول ۶۰۰ متر، ضخامتی در حدود ۵ تا ۶۰ سانتی‌متر و حداکثر یک متر می‌باشد. البته گسل‌های عرضی متعددی

در محدوده مطالعاتی وجود دارند، که در کانه‌زایی نقشی نداشته و فقط باعث جا به جایی عرضی شده‌اند. به نظر می‌رسد این گسل‌ها بعد از کانه‌زایی ایجاد شده‌اند (شکل ۳ - ۲). در (شکل ۳-۳) گسل اصلی منطقه، که در امتداد آن کانه‌زایی رخ داده، نشان داده شده است. کانه‌زایی آنتیموان در این کانسار عمدتاً به صورت اولیه (هیپوژن) است، اما کانه‌های ثانویه (سوپرژن) آنتیموان نیز در این کانسار مشاهده گردید، که در فصل چهارم به تفسیر و توصیف هر یک از این کانی‌ها خواهیم پرداخت.



شکل ۳-۲: تصویری از گسل‌های متفاوت امتداد لغز عمود بر روند کانه‌زایی الف) با امتداد گسل شمالی -

جنوبی، ب و پ) با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی.

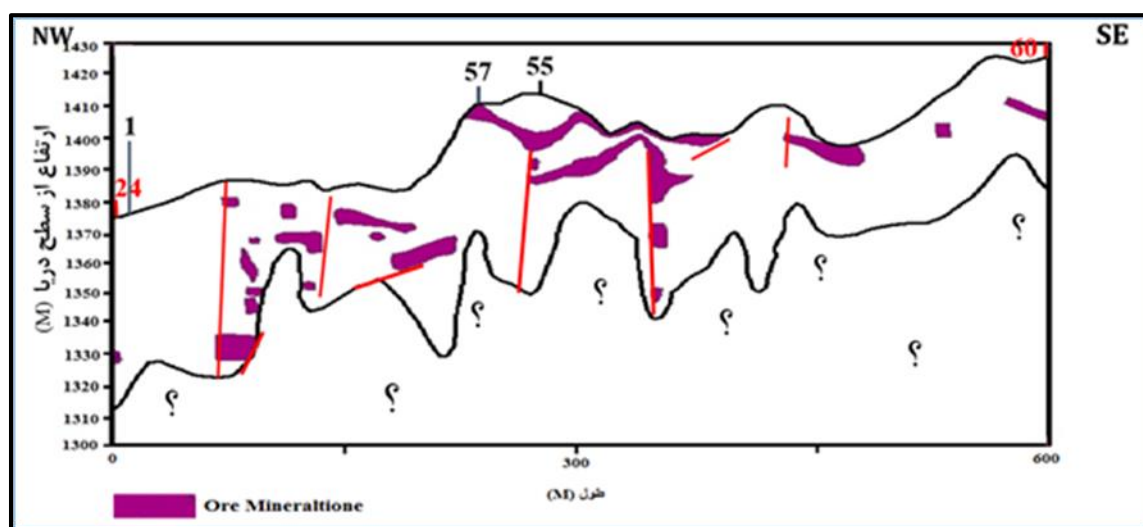


شکل ۳-۳: نمایش خطواره‌های گسلی و شکستگی‌های محدوده مورد مطالعه، و گسل اصلی که کانی‌زایی آنتیموان در امتداد آن رخ داده است.

۳-۲-۲- کانه‌زایی رگه - رگچه‌ای آنتیموان حیدرآباد

کانه‌زایی رگه - رگچه‌ای آنتیموان در سطح زمین، در ارتباط با زون‌های گسله و درز و شکستگی‌ها دیده می‌شود. زون‌های گسله در محدوده مطالعاتی از نوع گسل‌های لغز راستگرد با روند تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشند. سنگ میزبان واحد سنگی کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای رنگ می‌باشد و به‌طور کلی شکستگی‌ها و گسل‌خوردگی‌ها نقش مؤثری در جریان محلول‌های

کانه‌ساز داشته است. ترکیب کانی‌شناسی رگه‌های آنتیموان‌دار، عمدتاً استیبنیت می‌باشد که در رگه‌های سیلیسی، هیدروکسید - اکسید آهن جای گرفته‌اند. طول رگه‌های کانه‌دار، عمدتاً تا چندین متر و عرض رگه‌ها نیز متغیر بوده و حداکثر به ۱ متر می‌رسد. بر اساس اطلاعات حفاری‌های عمقی موجود (شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، ۱۳۹۵)، اقدام به طراحی پروفیل کانه‌زایی آنتیموان در عمق نموده‌ایم (شکل ۳-۴)، که بر اساس آن کانه‌زایی عمقی همانند کانی‌زایی در سطح به حالت رگه - رگچه‌ای، ناپیوسته و اصطلاحاً دانه تسبیحی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و عمدتاً در واحدهای سنگی کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای رنگ می‌باشد. شکل و ژئومتری رگه‌های آنتیموان‌دار در اعماق، به گونه‌ای است که به خوبی نمی‌توان موقعیت مکانی آن‌ها را شناسایی و پیش‌بینی نمود.



شکل ۳-۴: نمای از پروفیل عمقی کانه‌زایی در کانسار آنتیموان حیدرآباد (ترسیم شده با نرم افزار ARC)

.GIS

۳-۳- دگرسانی

به مجموعه تغییرات فیزیکی و شیمیایی ایجاد شده درون سنگ‌ها در اثر واکنش با سیالات هیدروترمال را دگرسانی می‌گویند (Beane, 1982). این واکنش تا زمان به تعادل رسیدن آن‌ها با یکدیگر ادامه می‌یابد. نتیجه‌ی این واکنش ایجاد غشایی دگرسان در این سنگ‌ها می‌باشد (شهاب-

پور، ۱۳۸۰). به عبارتی دگرسانی فرایندی گرمایی می‌باشد که در نتیجه‌ی مهاجرت یک محلول گرم از میان سطوح مختلف پوسته و نهشته شدن محصولات آن در شرایط محیطی مناسب رخ می‌دهد (Lobato et al; 1998). مهمترین و مؤثرترین عواملی که در تشکیل و گسترش انواع مجموعه‌های دگرسانی دخالت دارند می‌توان به ترکیب شیمیایی سنگ دیواره، نوع واکنش شیمیایی، درجه حرارت و فشار محیط، ترکیب شیمیایی محلول، حجم محلول، درجه حرارت، فشار، Ph و Eh محلول اشاره نمود (یعقوب‌پور، ۱۳۸۳). پدیده دگرسانی در کانسارهای سین‌ژنتیک از قبیل کانسارهای رسوبی - شیمیایی و مکانیکی، به دلیل نهشته شدن همزمان کانی با سنگ مادر، مشاهده نمی‌گردد. بنابراین اغلب پدیده‌های دگرسانی درون کانسارهای اپی‌ژنتیک هیدروترمال همراه با پلوتونیزم و ولکانیزم متوسط تا اسیدی قابل مشاهده می‌باشد (Guilbert & Park, 1986). شناسایی مناطق دگرسان شده که احتمالاً از نظر ژنتیکی به ذخایر معدنی وابسته هستند، گام مهمی در پی‌جویی ذخایر معدنی می‌باشد (Gifkinset al; 2005). همچنین با بررسی دگرسانی که راهی مناسب برای پی‌جویی کانسار است، از آن می‌توان به نحو احسن برای درک خاستگاه سیالات کانه ساز و شرایط فیزیکی حاکم بر کانه‌زایی استفاده نمود (Reed, 1997). مجموعه کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌تواند اطلاعاتی مفید در مورد ترکیب شیمیایی سیال به دست دهد (Hedenquist, 2000). فرایندهای دگرسانی و محصولات آن‌ها، یکی از راه‌های شناسایی فرایندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار می‌باشد (Lents, 1994). مهمترین پهنه‌های دگرسانی در کانسارهای گرمابی آنتیموان عبارتند از: سیلیسی، آرژیلیک، سریسیتی و کلریتی (Hutchison, 1985). به‌طور کلی دگرسانی‌ها از چند طریق قابل بررسی است که شامل مطالعه مقاطع میکروسکوپی، معیارهای ژئوشیمیایی و نتایج آنالیز XRD می‌باشد که در ادامه شرح داده می‌شوند. با توجه به مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و آنالیزهای XRD صورت گرفته بر روی نمونه‌های دگرسان شده (۱۷ نمونه)، هر دو نوع دگرسانی هیپوژن و سوپرژن در محدوده مطالعاتی مشاهده شده است (جداول ۱-۳ و ۲-۳). دگرسانی‌های هیپوژنی که در ادامه تفسیر آن‌ها خواهد آمد شامل: آرژیلیک، کربناتی و سیلیسی شدن می‌باشند.

دگرسانی‌های سوپرژن که تحت تأثیر محلول‌های فرو رونده تشکیل شده‌اند، عمدتاً به‌صورت پهنه‌های اکسید - هیدروکسید آهن هستند. در این کانسار، دگرسانی دما بالا مانند دگرسانی پتاسیک مشاهده نشده است.

جدول ۳-۱: نتایج مطالعات میکروسکوپی در تشخیص دگرسانی کانسار آنتیموان حیدرآباد.

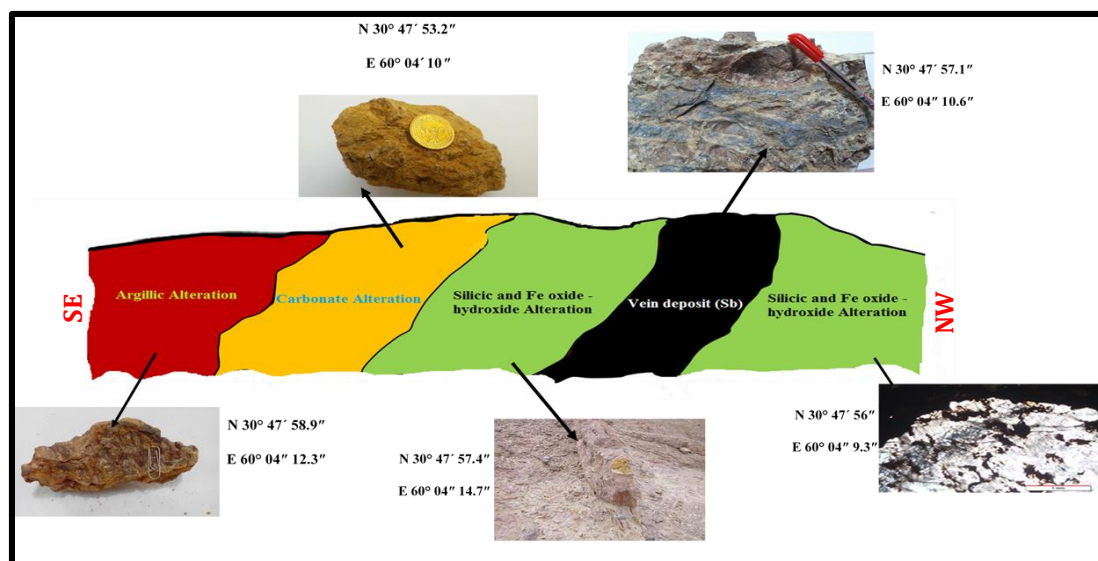
کد نمونه	کانی شناسایی شده	نام سنگ	نوع دگرسانی
HA-S-1-28	کوارتز، منگنز	سنگ میزبان کنگلومرایی	سیلیسی
HA-S-1-6	هماتیت، گوتیت، لیمونیت، استیبنیت، سنارمونیت و استیبکونیت	کانسنگ آنتیموان	اکسید - هیدروکسید آهن
HA-S-3-11	کلسیت	سنگ میزبان کنگلومرایی	کربناتی

جدول ۳-۲: نمونه‌های بررسی شده جهت تعیین نوع دگرسانی توسط آنالیز XRD.

کد نمونه	کانی‌های شناسایی شده	نام سنگ	نوع دگرسانی
HA-S-1-3	کوارتز، استیبنیت، استیبکونیت، برنسیت، دولومیت فروئن	کانسنگ آنتیموان	سیلیسی
HA-S-3-7	کوارتز فراوان، دولومیت، کانولینیت، ایلیت، دیکیت، موسکوویت	سنگ میزبان	سیلیسی، آرژیلیک
HA-S-3-5-2	کوارتز فراوان، دولومیت، کانولینیت، ایلیت، موسکوویت، کلینوکلر فروئن، گوتیت	سنگ میزبان	سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک، آغشتگی به هیدروکسید آهن
HA-S-3-4	کوارتز فراوان، دولومیت، کانولینیت، آناتاس، موسکوویت، کلینوکلر منگنون	سنگ میزبان	سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک
HA-S-3-3-2	کوارتز، استیبکونیت، کانولینیت، دیکیت	سنگ میزبان	سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک
HA-S-3-12	کوارتز فراوان، استیبکونیت، دولومیت، کانولینیت، دیکیت	کانسنگ آنتیموان و سنگ میزبان	سیلیسی، آرژیلیک
HA-S-3-3	کوارتز فراوان، استیبنیت، استیبکونیت، برنسیت	کانسنگ آنتیموان	سیلیسی
HA-S-3-6	دولومیت فراوان، کانولینیت، موسکوویت، آناتاس	سنگ میزبان	کربناتی، آرژیلیک
HA-S-3-2	کوارتز بسیار فراوان، دولومیت فراوان، کانولینیت، گوتیت	سنگ میزبان	سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک، آغشتگی به هیدروکسید آهن
HA-S-3-10	کوارتز و استیبکونیت فراوان، سنارمونیت، کانولینیت، دیکیت	کانسنگ آنتیموان دگرسان شده	سیلیسی، آرژیلیک
HA-S-1-21	کوارتز فراوان، آلبیت، ارتوکلاز، کلینوکلر، کلسیت	سنگ میزبان	سیلیسی، کربناتی
HA-S-1-8	کوارتز بسیار فراوان، دولومیت فراوان، کلسیت، گوتیت و کانولینیت	رگه سیلیسی	سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک، آغشتگی به هیدروکسید آهن

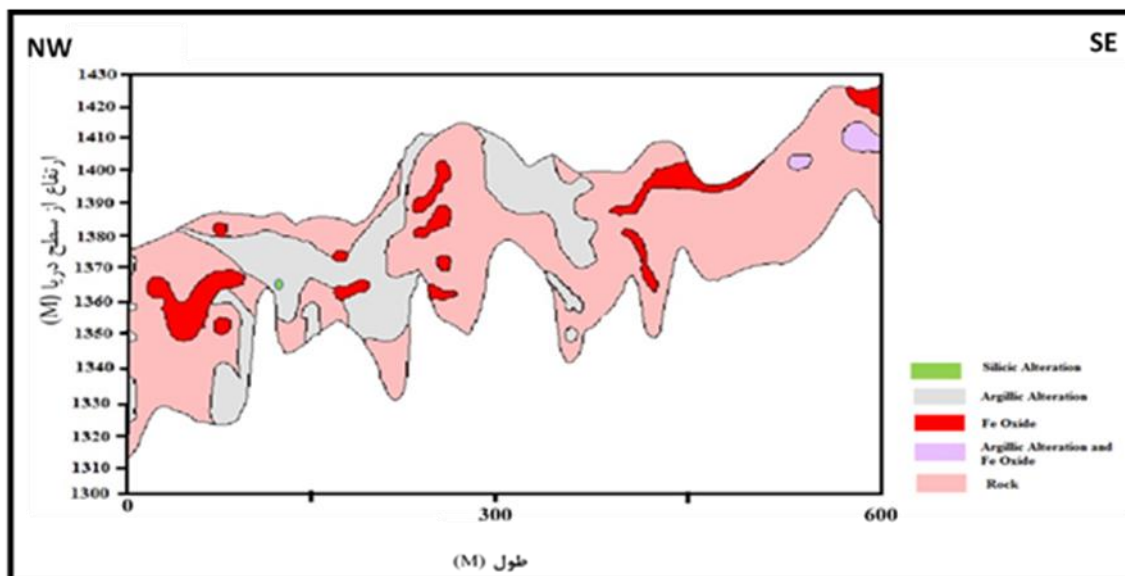
کربناتی	سنگ میزبان	دولومیت فراوان، استیپکونیت، کائولینیت، کلسیت	HA-S-1-5
سیلیسی، آغشتگی به هیدروکسید آهن	کانسنگ آنتیموان	کوارتز فراوان، استیپنیت، استیپکونیت، برنسیت، دولومیت فروئن	HA-S-1-3
کربناتی، سیلیس	سنگ میزبان	دولومیت فراوان، کلسیت، کوارتز، کلینوکلر منگنون	HA-S-3-9

عمده‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در مجاورت پهنه کانی‌سازی در کانسار حیدرآباد، شامل دگرسانی‌های سیلیسی و هیدروکسید - اکسید آهن، کربناتی و آرژیلیک می‌باشد. دگرسانی‌های سطحی در محدوده مطالعاتی، از خارج به سمت رگه کانه‌دار شامل دگرسانی آرژیلیک، کربناتی، هیدروکسید - اکسید آهن و سیلیسی می‌باشند که در شکل (۳ - ۵) به صورت شماتیک نمایش داده شده است. نوع و ضخامت دگرسانی‌های موجود، با توجه به لیتولوژی اولیه سنگ کمی متفاوت است. ضخامت هاله‌های دگرسانی در اطراف رگه کانه‌زایی از چند سانتی‌متر تا چند متر متغیر است. مهمترین دگرسانی همراه با کانه‌زایی در محدوده مورد مطالعه از نوع سیلیسی - اکسید و هیدروکسید آهن می‌باشد.



شکل ۳-۵: برش عرضی شماتیک از دگرسانی‌های سطحی در کانسار آنتیموان حیدر آباد.

با استفاده از اطلاعات حاصل از حفاری‌های عمقی شرکت مهندسين مشاور کاوشگران (۱۳۹۵)، جهت شناسایی دگرسانی‌های عمقی (شکل ۳ - ۶) طراحی شد. که بر اساس آن انواع دگرسانی‌های موجود در اعماق شامل ۳ نوع دگرسانی آرژیلیک و سیلیسی و همچنین رگه‌های اکسید - هیدروکسید آهن می‌باشند، که در بعضی نقاط رگه‌های اکسید - هیدروکسید آهن همراه با دگرسانی آرژیلیک است. دگرسانی آرژیلیک در حفاری‌های عمقی دارای بیشترین و دگرسانی سیلیسی دارای کمترین گستردگی می‌باشند. دگرسانی آرژیلیک محدود به لیتولوژی خاصی در زیر سطح نمی‌باشد، اما دارای بیشترین گسترش درون سنگ‌های کنگلومرایی قرمز رنگ می‌باشد. همچنین بیشترین کانی‌سازی آنتیموان تقریباً در پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک رخ داده است. که این مطلب نشان می‌دهد مهمترین و گسترده‌ترین دگرسانی در اعماق برای کانی‌زایی آنتیموان حیدرآباد، دگرسانی آرژیلیک می‌باشد.



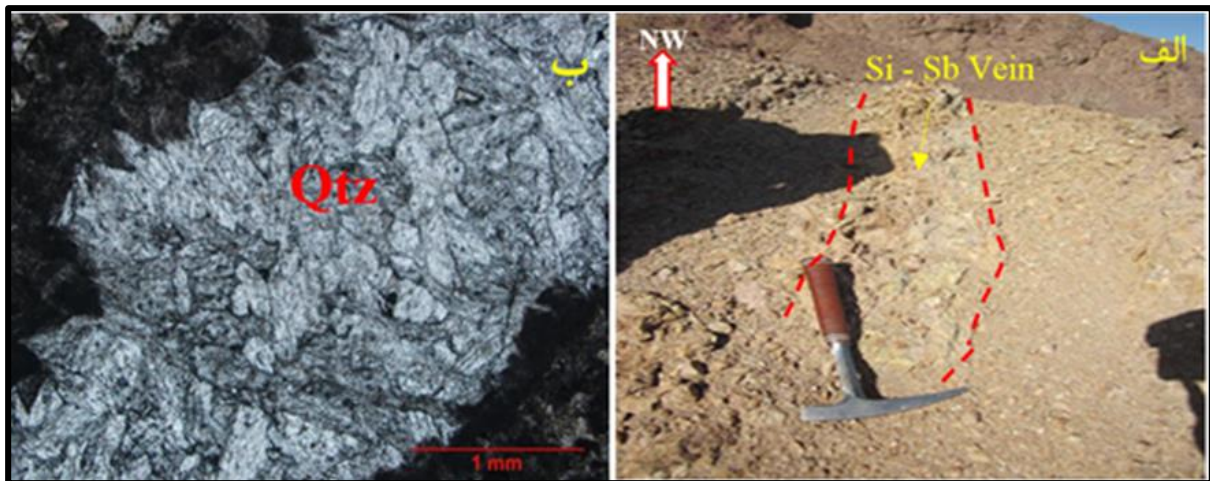
شکل ۳-۶: پروفیل عمقی نشان دهنده گسترش هاله‌های دگرسانی در عمق (ترسیم شده با استفاده از

نرم افزار ARC GIS). دگرسانی آرژیلیک دارای بیشترین گسترش است.

۳-۳-۱- دگرسانی سیلیسی

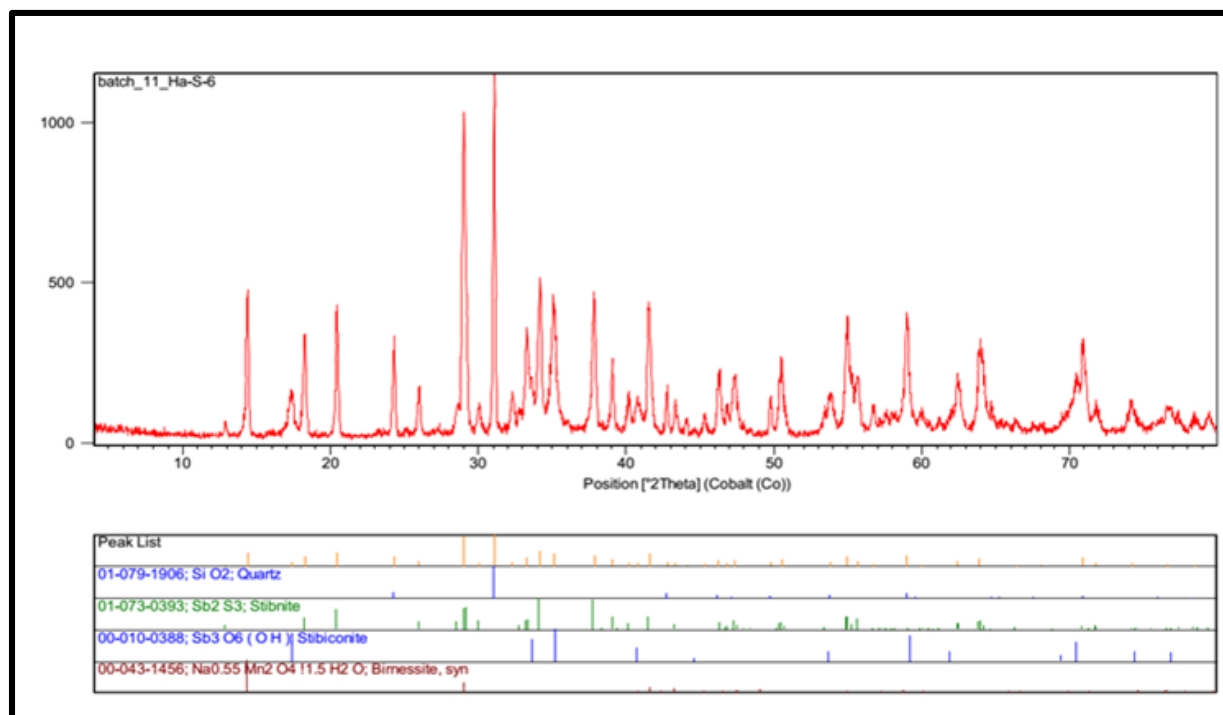
دگرسانی سیلیسی یکی از متداول‌ترین انواع دگرسانی‌های گرمایی است که با افزایش کوارتز و سایر اشکال سیلیسی (چرت، اوپال، کلسدونی) همراه است (Pirajno, 1992) که باعث ته‌نشینی کوارتز به اشکال مختلف می‌گردد (Pirajno, 2009). سیلیسی شدن از طریق محلول‌های گرمایی و ماگمایی غنی از سیلیس یا انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ و یا طی دگرسانی ایجاد می‌شود. سیلیسی شدن از دو طریق صورت می‌گیرد: ۱) اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول‌های گرمایی و یا ماگمایی ۲) بالا رفتن مقدار سیلیس به دلیل انحلال کانی‌های سیلیکاته موجود در سنگ. فرایند سیلیسی شدن در محدوده وسیعی از تغییرات دما و بخار آب صورت می‌گیرد ولی عمدتاً این فرایند شاخص محیط و سیال اسیدی می‌باشد. به‌طوری که قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش یافته ولی با کاهش دما و فشار به سهولت نهشته می‌شوند (Pirajno, 1999). همان گونه که ذکر گردید، این دگرسانی مهمترین دگرسانی همراه با کانه‌زایی و از نوع دگرسانی‌های هیپوژن و سوپرزن همراه با کانه‌زایی در محدوده مورد مطالعه می‌باشد که در مشاهدات صحرایی بیشتر به‌صورت سیلیس‌های خاکستری رنگ و در مقاطع میکروسکوپی به‌صورت غیر بلورین، رگه - رگچه‌ای و

پرکننده فضای خالی مشخص شده است (شکل ۳-۷). در اکثر کانسارهای گرمابی فلزات قیمتی، دگرسانی سیلیسی اغلب به صورت نهان بلور (کریپتوکریستالین) دیده می شود که اصطلاحاً به آن ژاسپروئید می گویند (Vaughan, 1976) دگرسانی سیلیسی در کانسار آنتیموان حیدرآباد، به صورت نهان بلور در کانسنگ می باشد. این دگرسانی توسط آنالیز XRD که نمودار آن در (شکل ۳-۸) آمده است به اثبات رسیده است. دگرسانی سیلیسی در اعماق دارای گستردگی بسیار کم و محدود به اعماق ۱۸ تا ۲۱ متری گمانه‌ی حلقه ۳ می باشد که در این متراژ کانی سازی آنتیموان در کنگلومرای قرمز رنگ رخ داده است (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۷: الف) تصویری از رگه سیلیسی کانه دار آغشته به اکسید - هیدروکسید آهن موجود در کانسار حیدرآباد ب)

تصویر میکروسکوپی از کوارتز با بافت پرکننده فضای خالی.

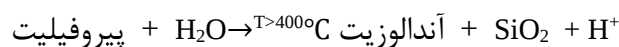
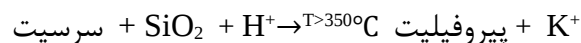
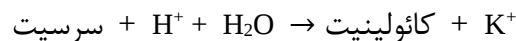
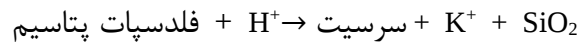


شکل ۳-۸: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) در نمونه کانسنگ، بیانگر دگرسانی سیلیسی (کوارتز).

۳-۲-۳- دگرسانی آرژیلیک

این واژه اولین بار در سال ۱۹۴۰ توسط Loverin پیشنهاد گردید (Middelmost, 1994). وی گسترش کانی‌های رسی را که به وسیله واکنش‌های هیپوژن با سنگ‌های دیواره و همواره با شستشوی کلسیم (Leaching) صورت می‌گرفت، دگرسانی آرژیلیک نامید. شرایط اسیدی در تشکیل این دگرسانی حکم فرما می‌باشد و شستشوی تمام کاتیون‌های آلکالن به‌طور کامل انجام می‌گیرد (آرژیلیک پیشرفته). چنانچه مقادیری از پتاسیم، منیزیم و کلسیم در سنگ به‌صورت مونت موریلونیت، ایلیت و کلریت همراه با کائولینیت یا بدون آن باقی بماند دگرسانی مذکور دگرسانی آرژیلیک حدواسط نامیده می‌شود. این دگرسانی ممکن است زونی را تشکیل دهد که با کانی مونت موریلونیت مشخص می‌گردد. دگرسانی آرژیلیک در شرایط اسیدی و با حضور آب فراوان، در محیط تشکیل می‌شود (Titly & Bien, 1981). کانی‌های مهم این دگرسانی عبارتند از: دیکیت، کائولینیت، هالوزیت، آلفان، مونت موریلونیت و مقداری جزئی سریسیت (Schwartz, 1956). در دگرسانی آرژیلیک،

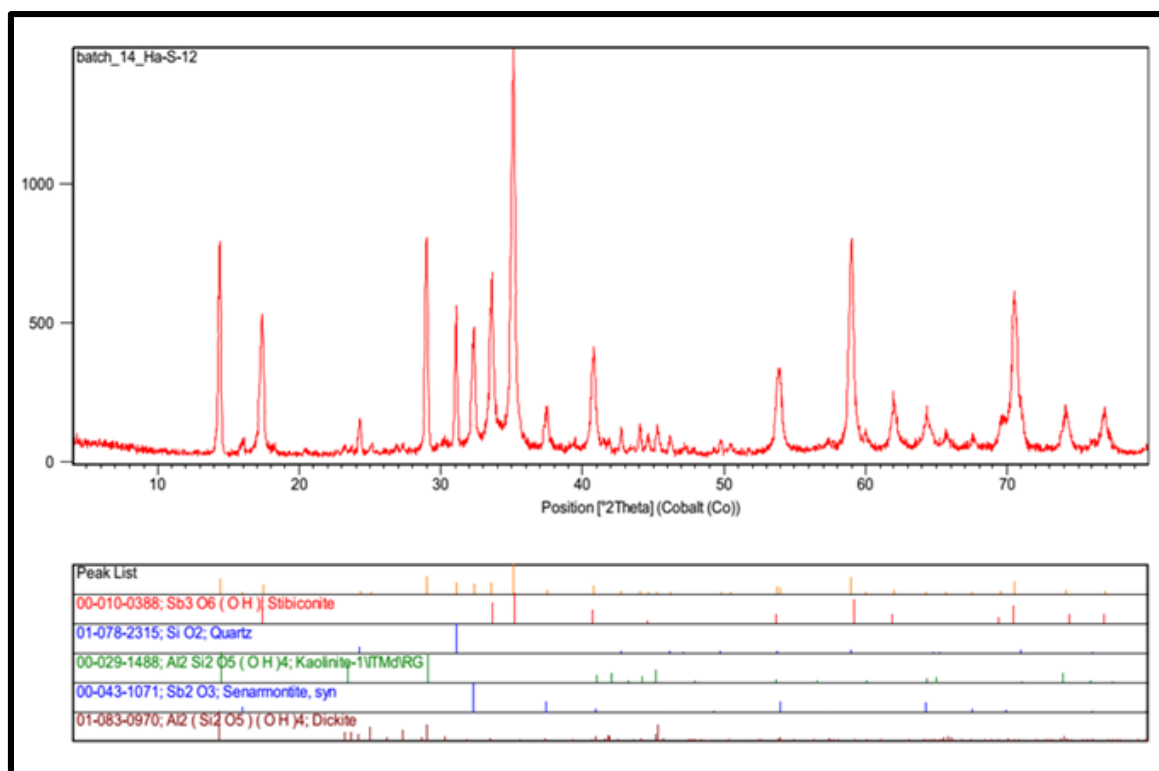
کانی‌های سیلیکاتی آلومینیوم‌دار در محیط اسیدی هیدرولیز شده و کانی‌های رسی را تشکیل می‌دهند (Cox et al; 1979). طبق واکنش‌های زیر هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیم در محیط‌های اسیدی موجب تشکیل کانی‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شود (Irvin, 1971).



دگرسانی آرژیلیک متوسط مخصوص کانسارهای رگه‌ای می‌باشد (کریم‌پور، ۱۳۸۹). سنگ‌هایی که تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند با رنگ زرد مایل به قرمز و با جلای صابونی در کمر بالای رگه‌ی کانی‌زایی آنتیموان مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲، الف). شکل ۳-۹ تصویر سنگ‌های دارای دگرسانی آرژیلیک را نشان می‌دهد. این دگرسانی با حضور کانی‌های دیکیت و کائولینیت در نتایج حاصل از انجام آنالیز XRD (شکل ۳-۱۰) از نمونه‌های برداشت شده از اطراف کان‌زایی به اثبات رسیده است. به‌طور کلی در این کانسار، دگرسانی آرژیلیک در سطح زمین از گسترش چندانی برخوردار نیست و محدود به اطراف رگه‌ی کان‌دار می‌باشد، اما در اعماق کانسار، دارای بیشترین گسترش است. با توجه به این‌که در این دگرسانی ترکیب سیال نخستین و همچنین نسبت سیال به سنگ نقش مهمی را به عهده دارند، و با توجه به تفاوت گسترش دگرسانی آرژیلیک در سطح و اعماق کانسار مورد مطالعه، می‌توان به حجم کم سیال مسئول دگرسانی در نمونه‌های سطحی و بالعکس حجم بیشتر سیال در اعماق، پی برد. در محیط‌های اپی‌ترمال که شستشوی اسیدی به‌طور وسیع رخ می‌دهد، دگرسانی آرژیلیک راهنمای مناسبی برای اکتشاف است (Pirajno, 1992).



شکل ۳-۹: الف و ب) نمایی از نمونه‌های دارای دگرسانی آرژلیک.



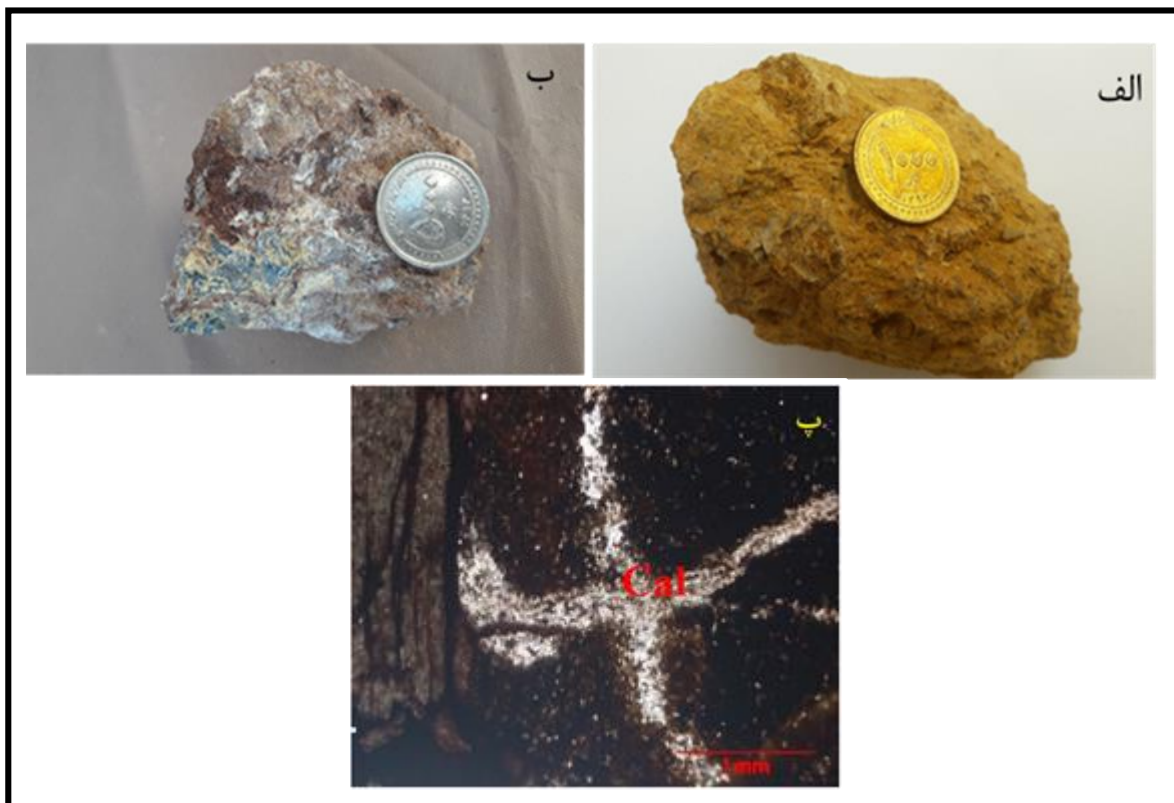
شکل ۳-۱۰: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر دگرسانی آرژلیک (کائولینیت، دیکت)،

دگرسانی سیلیسی (کوارتز).

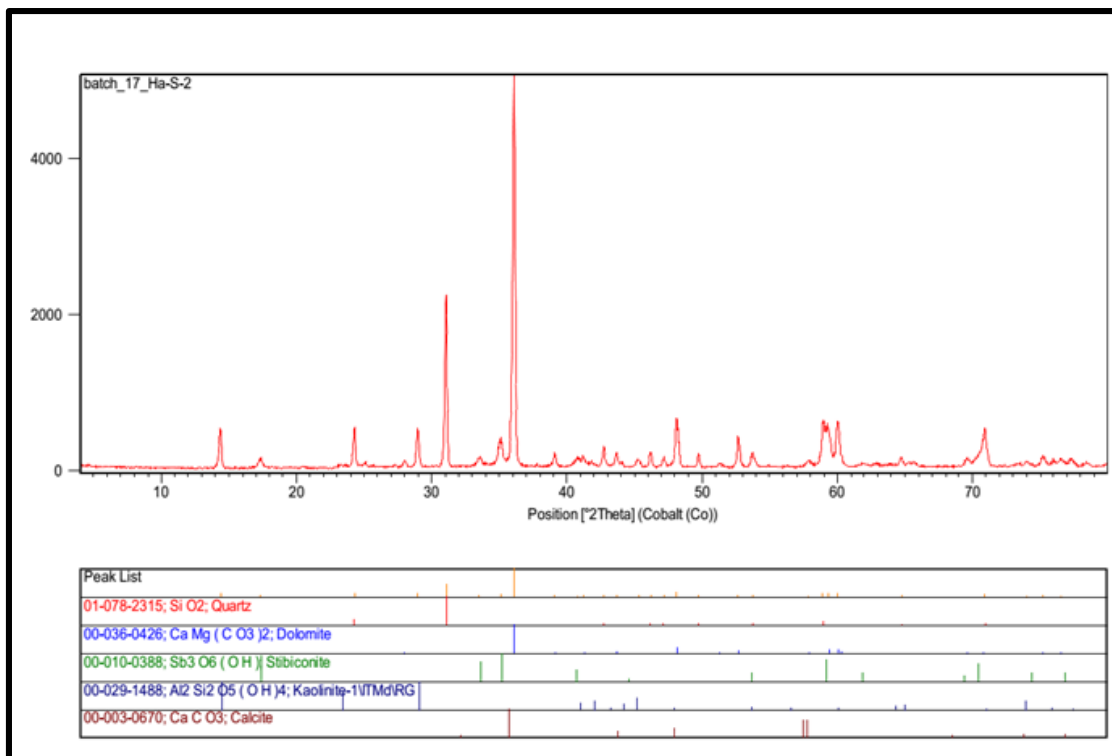
۳-۳-۳- دگرسانی کربناتی

این دگرسانی به دلیل تشکیل مقدار زیاد کربنات و افزوده شدن کانی‌های کربناته به سنگ که رایج-ترین آن‌ها کلسیت، دولومیت و آنکریت می‌باشد، به دگرسانی کربناتی معروف است. دگرسانی کربناتی در اطراف کانه‌زایی (شکل ۳-۲، الف) به رنگ زرد تیره تا کم رنگ است که در (شکل ۳-۱۱، الف و

ب) در مقیاس نمونه دستی به وضوح این رنگ قابل مشاهده است. این نوع دگرسانی به مقدار کم در مقاطع نازک میکروسکوپی و در سطح مشاهده گردیده است (شکل ۳ - ۱۱، پ). کربنات‌های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های برداشت شده از دگرسانی کربناتی بیشتر از نوع کلسیت و دولومیت می‌باشند، که در مراحل هیپوژن و سوپرژن تشکیل شده‌اند. همچنین توسط آنالیز تجزیه‌ای XRD از نمونه‌های دگرسان شده اطراف رگه کانه‌دار به اثبات رسیده است (شکل ۳ - ۱۲).



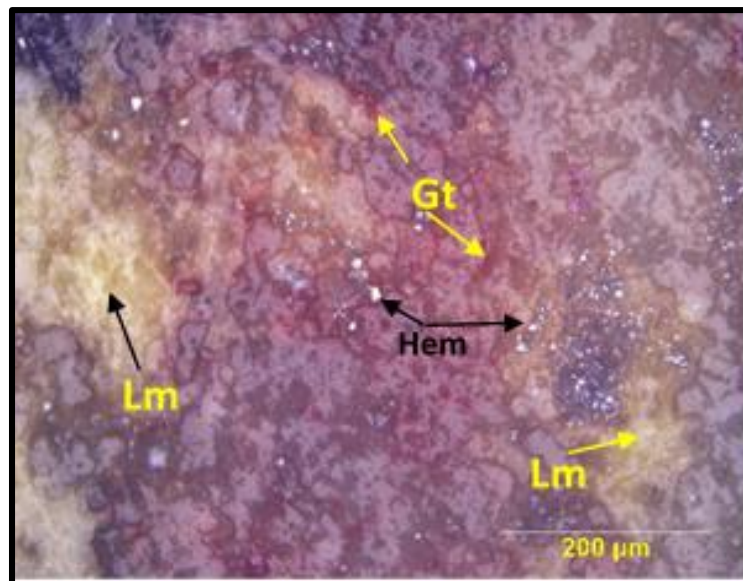
شکل ۳-۱۱: الف و ب) نمایی از سنگ‌های دارای دگرسانی کربناته پ) تصویر میکروسکوپی از رگه کلسیتی در زمینه‌ای از اکسید - هیدروکسیدهای آهن.



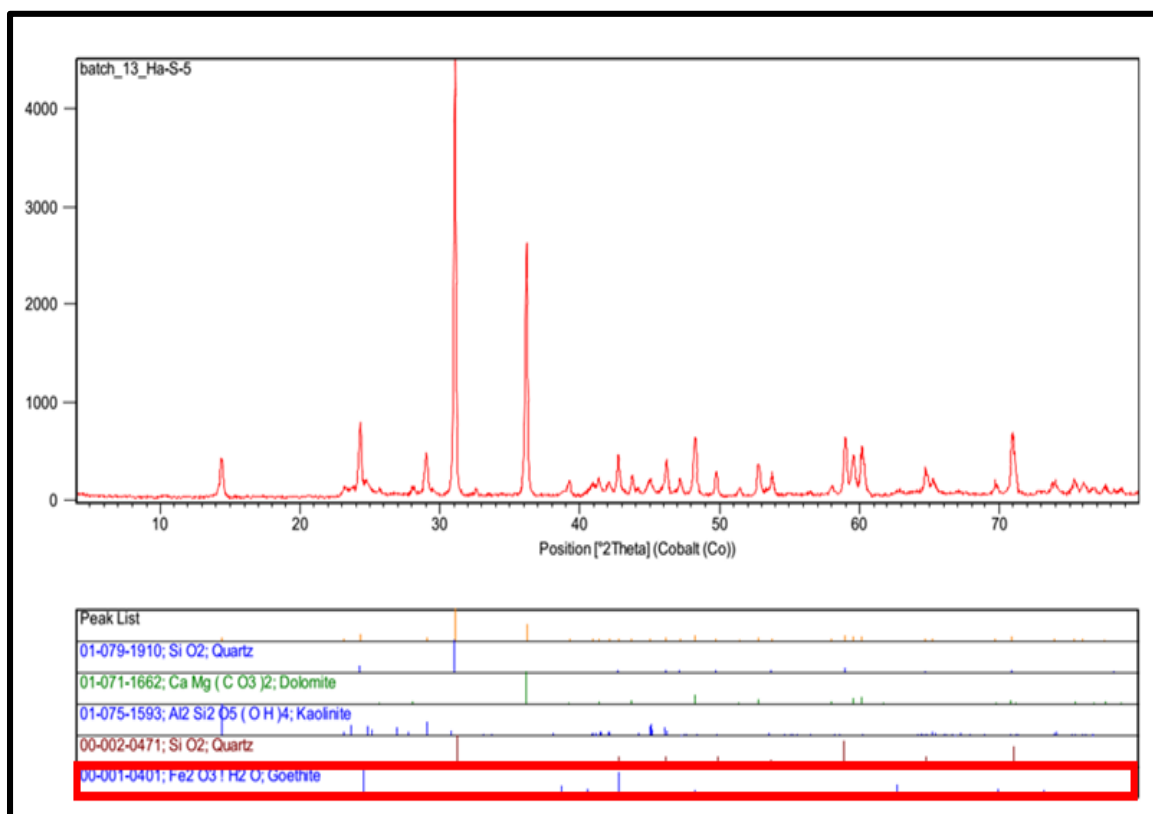
شکل ۳-۱۲: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر دگرسانی کربناتی (دولومیت، کلسیت)، دگرسانی سیلیسی (کوارتز).

۳-۳-۴- پهنه‌های اکسید - هیدروکسید آهن

تشکیل این پهنه‌ها در ارتباط با دگرسانی سوپرژن می‌باشد که در اثر واکنش سنگ‌های مینرالیزه قبلی با آب‌های جوی فرورو، عناصری که تحرک بیشتری داشته شسته و حمل شده‌اند. ولی عناصری که تحرک کمتری داشته برجا مانده و سبب تشکیل چنین پهنه‌هایی در کانسار شده‌اند. مهمترین کانی‌های حاصل از هوازدگی در این رگه‌ها هماتیت، لیمونیت، و گوتیت می‌باشند. این دگرسانی که همراه آنتیموان حیدرآباد مشاهده گردیده است، با حضور هماتیت به رنگ خاکستری، گوتیت به رنگ قرمز خونی و لیمونیت به رنگ زرد در مقاطع صیقلی مشاهده شده است (شکل ۳ - ۱۳). این دگرسانی همچنین توسط نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس نیز به اثبات رسیده است (شکل ۳ - ۱۴)



شکل ۳-۱۳: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اکسید و هیدروکسید آهن با حضور کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن غیر بلورین و بی‌شکل (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) در اطراف کانی‌های آنتیموان‌دار.



شکل ۳-۱۴: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) بیانگر دگرسانی‌های اکسید و هیدروکسید آهن (گوتیت)، سیلیسی (کوارتز)، کربناتی (دولومیت) و آرژیلیکی (کائولینیت).

فصل ۴: کانی شناسی، ساخت، بافت

وتوالی پاراژمیک

۴-۱- مقدمه

مطالعه کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانی‌ها و پاراژنز آن‌ها، مجموعه اطلاعات مفیدی از داده‌های ژنتیکی به دست می‌دهد که با توجه به این داده‌ها که ابتدایی‌ترین و در دسترس‌ترین نوع مطالعه بر روی کانسار بوده، می‌توان تا حدودی به شرایط و نحوه‌ی تشکیل ماه معدنی پی برد. علاوه بر آن آگاهی در مورد ساخت‌های موجود در ماده معدنی در ارتباط با سنگ درونگیر از مسائلی است که به تشخیص چگونگی تشکیل کانسار کمک می‌کند. همخوانی بافت‌ها و ساخت‌های معدنی با لایه‌بندی و یا بالعکس ناهمخوانی این دو، در درک زایشی کانسارهای سین‌ژنتیک و اپی‌ژنتیک بسیار مؤثر است. بررسی بافت و مقدار درجه آزادی ذرات کانی نقش مهمی در جداسازی مواد معدنی از باطله‌ها دارد. یکی از مراحل اساسی در مطالعه کانسار، شناسایی کانی‌ها و روابط بافتی آن‌ها با یکدیگر و باطله‌ها می‌باشد. با توجه به مشاهدات صحرایی در محدوده مورد مطالعه، انجام مطالعات میکروسکوپی ۲۳ مقطع صیقلی، ۱۷ مقطع نازک - صیقلی و ۵۸ مقطع نازک، آنالیز ۱۴ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) و ۱ نمونه به روش آنالیز میکروپروپ، در ابتدا تشریح کانی‌شناسی سپس شرح ساخت و بافت موجود در محدوده مطالعه و در پایان به بررسی توالی پاراژنتیکی کانی‌ها خواهیم پرداخت.

۴-۲- کانی‌شناسی

مطالعات کانی‌شناسی از قبیل شناسایی کانی‌ها و باطله‌های تشکیل دهنده یک ذخیره معدنی و پاراژنز کانی‌ها اطلاعات مفیدی در خصوص ویژگی‌های محیط تشکیل هر کانسار در اختیار می‌گذارد، به گونه‌ای که ویژگی‌های تشکیل هر کانسار در آینده‌ی رفتار کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن منعکس می‌شود (Craig & Vaughan, 1981). همچنین با مطالعه کانی‌شناسی و پاراژنز می‌توان اطلاعات مفیدی درباره الگوی پیدایش نهشته‌ها، تعیین ارتباط بین کانه‌ها، باطله‌ها و سنگ میزبان آن‌ها به دست آورد. در جدول ۴ - ۱ مشخصات برخی از نمونه‌های برداشت شده از محدوده مورد مطالعه جهت مطالعات

کانی‌شناسی به همراه کانی‌های تشکیل دهنده، بافت، نام سنگ، مختصات جغرافیایی، کد نمونه و در

جدول ۳ - ۲ نتایج آنالیز XRD و در جدول ۴ - ۲ نتایج آنالیز میکرو پروپ ارائه شده است.

جدول ۴-۱: توصیف تعدادی از نمونه‌های برداشتی از کانسار آنتیموان حیدرآباد جهت انجام مطالعات کانی‌شناسی توسط مطالعات میکروسکوپی.

کد نمونه	مختصات جغرافیایی	کانی‌های شناسایی شده	بافت	نام سنگ
HA - S - 3 - 8	N 30° 47' 57.6" E 60° 04" 9.6"	استیبنیت، سنارمونیت، استیبکونیت	توده‌ای، صلیبی، جانشینی، سوزنی	کانسنگ
HA - S - 3 - 9	N 30° 47' 57.9" E 60° 04" 10.4"	سنارمونیت و استیبکونیت و استیبنیت	تیغه‌ای و سوزنی	سنگ‌های اطراف کانه‌زایی
HA - S - 3 - 10	N 30° 47' 58.5" E 60° 04" 10.7"	کلسیت، کوارتز	رگه - رگچه‌ای و شکافه پر کن	کنگلومرا
HA - S - 3 - 11	N 30° 47' 58.2" E 60° 04" 10.4"	کوارتز، همتایت	شکافه پرکن، رگه - رگچه‌ای و پر کننده فضای خالی	کنگلومرا
HA - S - 3 - 15	N 30° 47' 58.6" E 60° 04" 13"	اکسید و هیدروکسید آهن، کلسیت	شکافه پر کن و رگه - رگچه‌ای و دندریتی	کنگلومرا
HA - S - 3 - 17	N 30° 47' 57.6" E 60° 04" 9.6"	استیبنیت، سنارمونیت، استیبکونیت، پیریت	تیغه‌ای، جانشینی، پراکنده، خرد شده	کانسنگ
HA - S - 3 - 23	N 30° 47' 54.6" E 60° 04" 13"	کوارتز، کلسیت	رگه - رگچه‌ای و پر کننده فضای خالی	رگه سیلیسی
HA - S - 3 - 29	N 30° 47' 55.3" E 60° 04" 12.4"	استیبنیت، سنارمونیت	توده‌ای و جانشینی	کانسنگ
HA - S - 3 - 31	N 30° 47' 55.8" E 60° 04" 14.8"	کوارتز و همتایت	رگه - رگچه‌ای و شکافه پر کن	کنگلومرا
HA - S - 1 - 3	N 30° 47' 55.1" E 60° 04" 12.4"	استیبنیت، استیبکونیت	توده‌ای، جانشینی و شکافه پر کن	کانسنگ
HA - S - 1 - 9	N 30° 47' 53.3" E 60° 04" 14.6"	لیمونیت، همتایت	پر کننده فضای خالی	کنگلومرا
HA - S - 1 - 11	N 30° 47.5' 52.5" E 60° 04" 16.5"	استیبنیت، سنارمونیت	تیغه‌ای، جانشینی	کانسنگ
BH - N 10 - 23.80		کلسیت، کوارتز، همتایت	شکافه پر کن، رگه - رگچه‌ای و پر کننده فضای خالی	کنگلومرا
BH - N 54 - 25.20		کوارتز، کلسیت، همتایت	دندریتی، رگه - رگچه‌ای	کنگلومرا
BH - N 54 - 15		همتایت	رگه - رگچه‌ای	کنگلومرا

جدول ۴-۲: نتایج آنالیز تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) کانی‌های آنتیموان دار کانسار حیدرآباد بر حسب (%wt).

Analysis Position	Point 1	Point 2	Point 3	Point 4	Point 5	Point 6	Point 7	Point 8
Al ₂ O ₃	4.18	0	0	0	0	1.36	0	0
SiO ₂	4.86	0.74	1.18	0	0.82	1.78	2.53	1.83
CaO	7.82	6.75	8.58	0	8.83	9.93	9.15	8.96
Fe ₂ O ₃	0.98	6.93	0	0	0.69	0.68	0.54	0.43
NiO	0.07	0.23	0	0	0.06	0	0	0
As ₂ O ₅	0.75	0.39	0.3	0.8	0.72	0.58	0.51	0.57
SrO	0.16	0.09	0.23	0	0.17	0.17	0.17	0.21
Sb₂O₃	81.18	76.92	89.13	72.43	87.66	85.1	86.45	87.25
SO ₃	0	7.91	0.58	26.56	1.04	0.39	0.64	0.71
ZrO ₂	0	0.04	0	0	0	0	0	0.05
CuO	0	0	0	0.21	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Al	2.21	0	0	0	0	0.72	0	0
Si	2.27	0.35	0.55	0	0.39	0.83	1.18	0.86
Ca	5.59	4.82	6.13	0	6.31	7.09	6.54	6.41
Fe	0.69	4.85	0	0	0.48	0.48	0.38	0.3
Ni	0.06	0.18	0	0	0.05	0	0	0
As	0.49	0.26	0.19	0.52	0.47	0.38	0.33	0.37
Sr	0.14	0.07	0.19	0	0.14	0.14	0.15	0.17
Sb	67.82	64.26	74.46	60.51	73.23	71.09	72.22	72.88
O	20.74	22.02	18.23	28.17	18.51	19.1	18.94	18.69
Zr	0	0.03	0	0	0	0	0	0.04
S	0	3.17	0.23	10.64	0.42	0.16	0.26	0.28
Cu	0	0	0	0.16	0	0	0	0

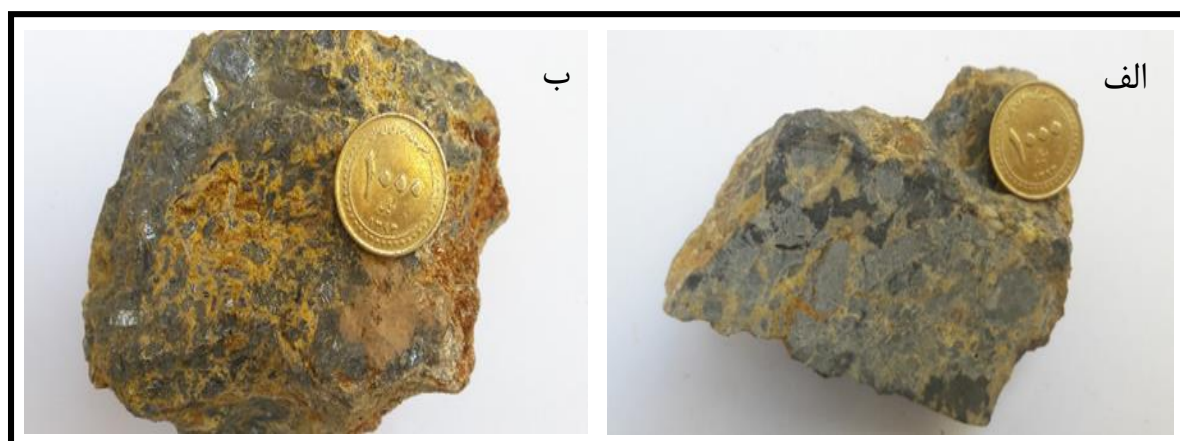
بر اساس مطالعات میکروسکوپی، پراش اشعه ایکس و میکرو پروپ کانی‌های سازنده کانسار آنتیموان حیدرآباد در سه گروه دسته بندی شدند: (۱) کانی‌های سولفیدی آنتیموان (استینیت)، (۲) اکسیدی (سنارمونیت) و (۳) هیدروکسیدی (استیبکونیت). پیریت (سولفید آهن) کانی همراه با ماده معدنی در این کانسار می‌باشد. کانی‌های باطله همراه کانسار نیز شامل دو گروه (۱) کانی‌های شفاف (کوارتز، کلسیت) و (۲) کانی‌های کدر (هماتیت، گوتیت، لیمونیت) می‌باشند. در ادامه به توصیف و تشریح آن‌ها می‌پردازیم.

۴-۲-۱- کانی‌های سولفیدی آنتیموان

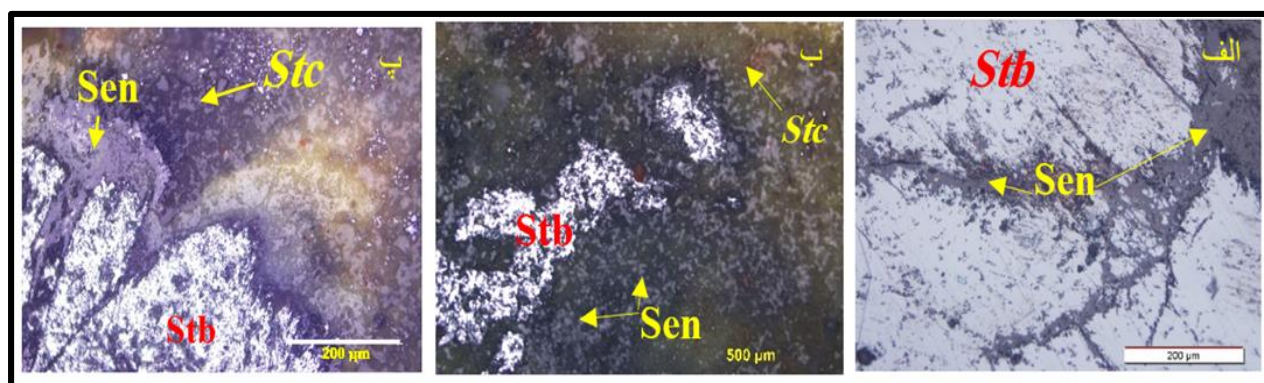
• استیبینیت (Sb_2S_3)

فراوان‌ترین و اصلی‌ترین کانه آنتیموان در کانسار آنتیموان حیدرآباد می‌باشد که با فرمول شیمیایی Sb_2S_3 به عنوان یک کانی اولیه و هیپوژن محسوب می‌گردد. استیبینیت (سولفید آنتیموان) در نمونه دستی به صورت توده‌ای یا بلورهای سوزنی و کشیده (تیغه‌ای) با سطوح براق و درخشان، جلای فلزی و رنگ خاکستری سربی مشاهده می‌گردد (شکل ۴ - ۱). در مطالعات میکروسکوپی، رنگ استیبینیت در نور طبیعی سفید بوده و دارای چند رنگی قوی می‌باشد اما در نور پلاریزه متقاطع آن ایزوتروپی بسیار قوی دارد. این کانه بر اساس مطالعات انجام شده بر روی مقاطع صیقلی، به صورت بلورهای توده‌ای، بی‌شکل، تیغه‌ای کشیده و سوزنی مشاهده گردیده است (شکل ۴ - ۲). تیغه‌های مشوری استیبینیت در اندازه‌های مختلفی با ابعاد ۰/۵ تا ۲ سانتی‌متر در نمونه دستی و ۰/۴ تا ۱ میلی‌متر در مقاطع میکروسکوپی مشاهده گردید. اغلب بلورهای استیبینیت که با بافت توده‌ای مشاهده شده‌اند، درشت دانه هستند که به عقیده Ramdohr, 1980، غلظت بالای مواد تغذیه کننده محلول و فراهم بودن زمان لازم برای نهشت کانی، دلیل پیدایش چنین حالتی شده است. از جمله ویژگی‌های مهم میکروسکوپی استیبینیت دارا بودن ماکل پلی‌سنتتیک یا ماکل گوه‌ای است که در مواردی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴ - ۳). این ماکل در مقاطع صیقلی نشانه‌ای از اعمال تنش بر منطقه پس از رخداد کانه‌زایی است (زرین‌کوب و گرانیان، ۱۳۸۸). ماکل گوه‌ای استیبینیت در نور پلاریزه سطحی، سفید بوده و دارای چند رنگی قوی می‌باشد ولی در نور پلاریزه متقاطع ایزوتروپی بسیار قوی دارد. استیبینیت‌ها در بعضی مقاطع به سبب نیروهای تکتونیکی خم شده، چین خورده و گاهی خرد شده‌اند (شکل ۴ - ۴) و یا به صورت برشی دیده می‌شوند که این امر نشان دهنده‌ی اعمال حرکات تکتونیکی پس از کانه‌زایی است و گاهی نیز این تغییر ساختارها به دلیل سختی کم این کانی حین تهیه مقاطع صیقلی ایجاد می‌شوند (فرشیدپور، ۱۳۹۱). بافت مشاهده شده در آن‌ها بیشتر به صورت پر کننده فضای خالی می‌باشد (شکل ۴ - ۵). ولی بافت‌های توده‌ای، رگه - رگچه‌ای، سوزنی، بر جای مانده و صلیبی نیز در آن نیز دیده

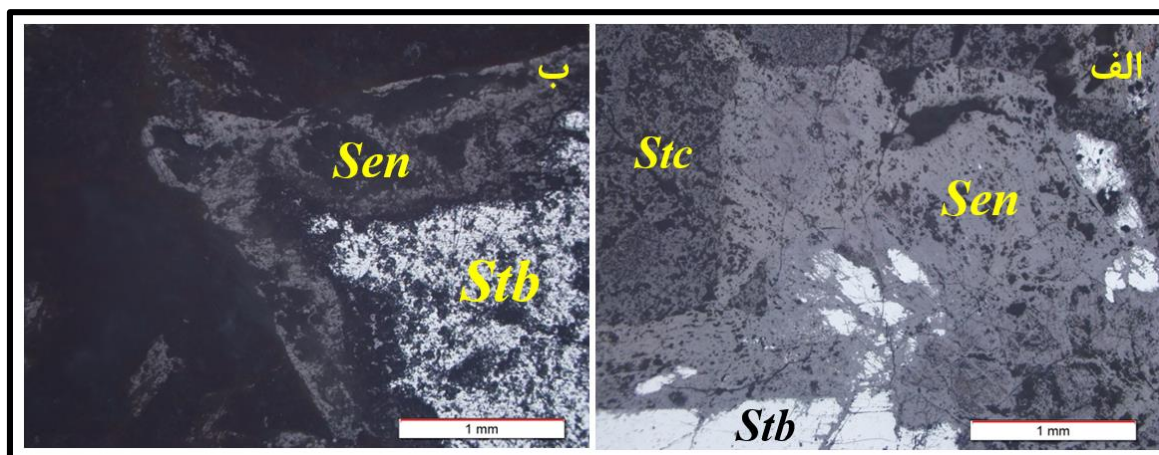
می‌شود. بعد از شناسایی کانی‌ها با استفاده از مطالعات میکروسکوپی، به منظور تأیید مطالعات کانی‌شناسی و نیز بررسی فازهای کانه‌زایی دانه ریز، از نتایج حاصل از آزمایش پراش اشعه ایکس نیز استفاده گردید (جدول ۴ - ۲)، که طبق نتایج حاصل از شناسایی کانی‌ها به روش پراش اشعه ایکس حضور کانی توصیف شده به اثبات رسید. نمودار مربوط به پراش اشعه ایکس در شکل (۴ - ۶) آورده شده است.



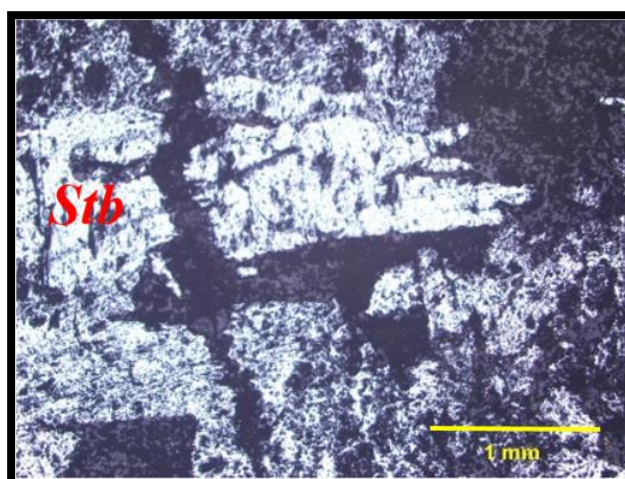
شکل ۴-۱: تصویر نمونه دستی از استیبنیت‌های محدوده معدنی کانسار آنتیموان حیدرآباد الف) استیبنیت با بافت توده‌ای ب) استیبنیت با بافت تیغه‌ای و توده‌ای با جلای فلزی.



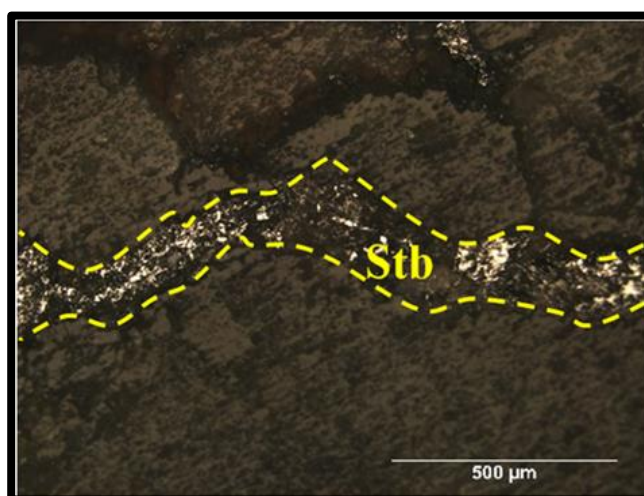
شکل ۴-۲: تصویری میکروسکوپی از استیبنیت‌های الف) توده‌ای ب) بی شکل پ) تیغه‌ای در کنار کانی‌های استیبکونیت و سنارمونیت.



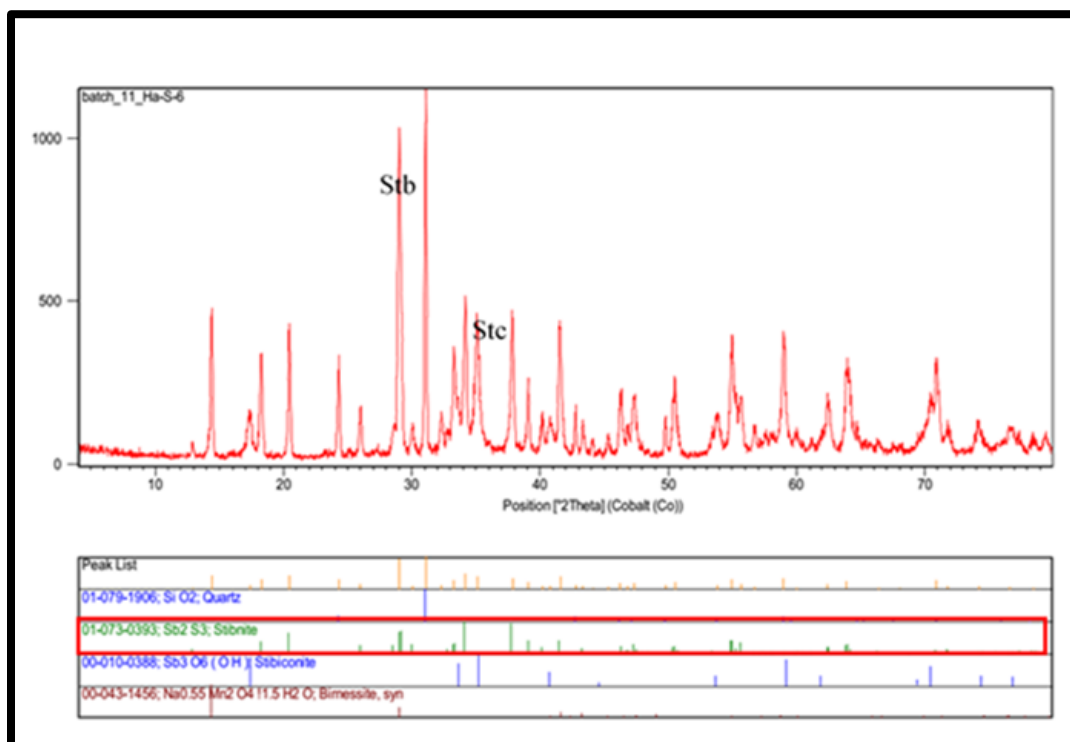
شکل ۴-۳: الف و ب) تصویری میکروسکوپی از جانشینی (باقی ماندن بخشی از استینیت در مرکز) استینیت با سنارمونیت با حفظ ماکل گوه‌ای استینیت.



شکل ۴-۴: تصویری میکروسکوپی از استینیت‌های تیغه‌ای خرد شده.

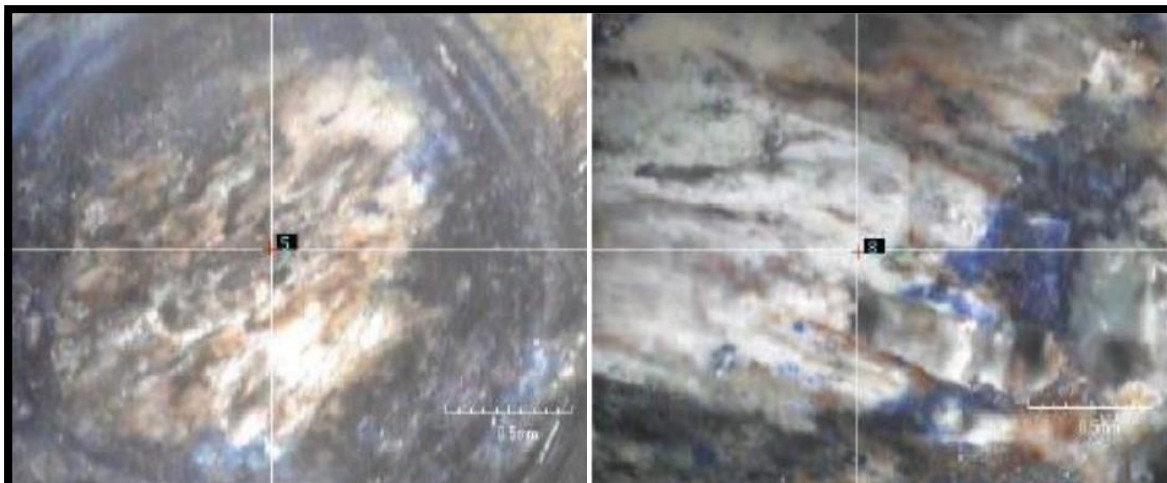


شکل ۴-۵: تصویری میکروسکوپی از استینیت با بافت شکافه پر کن.



شکل ۴-۶: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر حضور کانی استیبنیت و استیبکونیت.

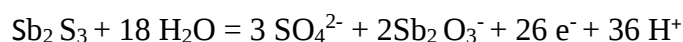
علاوه بر روش مطالعات میکروسکوپی و روش XRD جهت شناسایی کانی‌ها، روش EPMA (ریز کاوش الکترونی) نیز وجود دارد که این روش یک ابزار تجزیه شیمیایی غیر مخرب است که بر روی نقاط بسیار ریز نمونه‌های جامد (۱ تا ۲ میکرون) صورت می‌گیرد. اهمیت این روش دقت، غیر مخرب بودن و حساسیت این ابزار است. در این تجزیه از طیف‌سنجی پراش - طول موج (WDS) بهره گرفته می‌شود و نمونه مورد بررسی توسط پرتو ایکس با طول موج مشخص، تحت بمباران پرتوهای الکترونی قرار می‌گیرد. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های آنتیموان، تعدادی کانسنگ آنتیموان از محل کانه‌زایی اصلی کانسار حیدرآباد برداشت شده و به این روش مورد آنالیز قرار گرفته است (جدول ۴-۳). حضور کانی سولفیدی آنتیموان، توسط روش EPMA نیز به اثبات رسیده است. درصد آنتیموان در این کانی بیشتر از ۷۱ درصد می‌باشد (شهاب‌پور، ۱۳۸۳). با توجه به (جدول ۴-۳)، نقاط ۳، ۵، ۶، ۷ و ۸ نشان دهنده‌ی کانی استیبنیت می‌باشند. شکل ۴-۷ تصاویر پس پراکنشی (BSE) مربوط به استیبنیت می‌باشد.

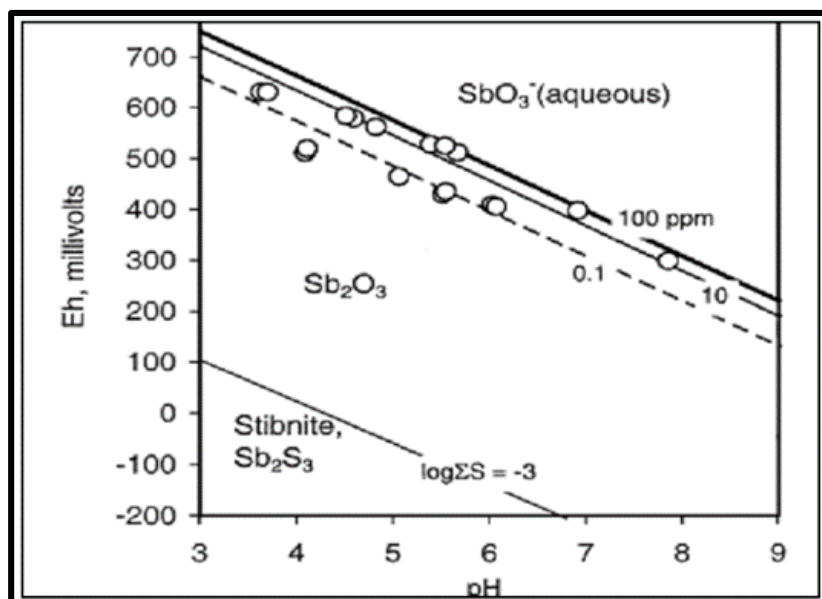


شکل ۴-۷: تصویر BSE (Back-Scattered Electron) از کانی‌های استینیت.

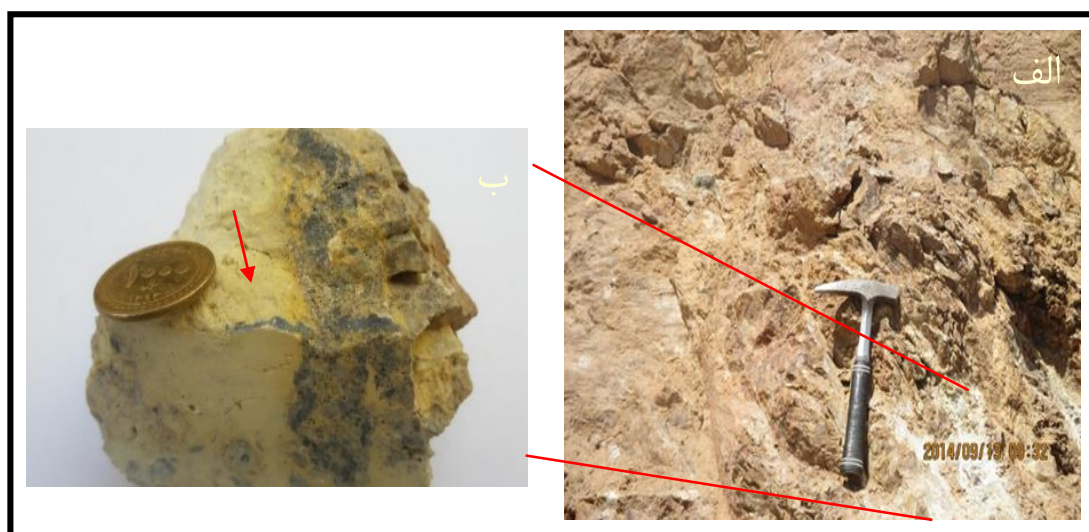
۴-۲-۲ کانی‌های اکسیدی آنتیموان

طبق نظر Brookins (1988) و Krupp (1988) کانه استینیت در pH کم تا متوسط، در شرایط احیایی در حضور گوگرد پایدار است و تحت شرایط سطحی اکسید شده و اکسیدهای آنتیموان (Sb_2O_3 , Sb_2O_4 , Sb_2O_5) را تشکیل می‌دهند. (شکل ۴ - ۸)، محدوده پایداری سولفیدها، اکسیدها و هیدروکسیدهای آنتیموان در Eh و pH های مختلف را نشان می‌دهد. این تبدیل در کانسار آنتیموان حیدرآباد در اطراف رگه و رگچه‌های استینیت نیز رخ داده است که این تبدیل، رنگ پهنه‌های معدنی آن را به رنگ سفید تا زرد متمایل به خاکستری در آورده است زیرا به گفته‌ی (Sinkankas, 1967)، رنگ اکسید آنتیموان باعث می‌شود پهنه‌های معدنی آنتیموان‌دار در سطح زمین به رنگ سفید تا زرد متمایل به خاکستری در آیند (شکل ۴ - ۹). تبدیل استینیت سولفیدی به اکسیدهای آنتیموان (که در کانسار آنتیموان حیدرآباد مشکوک به والنیت و سنارمونیت بوده‌اند) عمدتاً از حاشیه‌ی بلورها آغاز و در نهایت منجر به آزاد سازی گوگرد در اطراف کانی‌های آنتیموان شده است. فرمول شیمیایی هر دو اکسید مذکور Sb_2O_3 می‌باشد. تنها تفاوت عمده‌ی این دو کانی در سیستم تبلور آنها می‌باشد. سیستم تبلور والنیت، اورتورمبیک و سیستم تبلور سنارمونیت، کوبیک است (بابازاده، ۱۳۸۳). واکنش تبدیل استینیت به اکسیدهای آنتیموان به شکل زیر بیان می‌شود (Ashley et al, 2003):





شکل ۸-۴: محدوده پایداری فازهای مختلف آنتیموان در Eh و pH های مختلف (Vink, 1996).



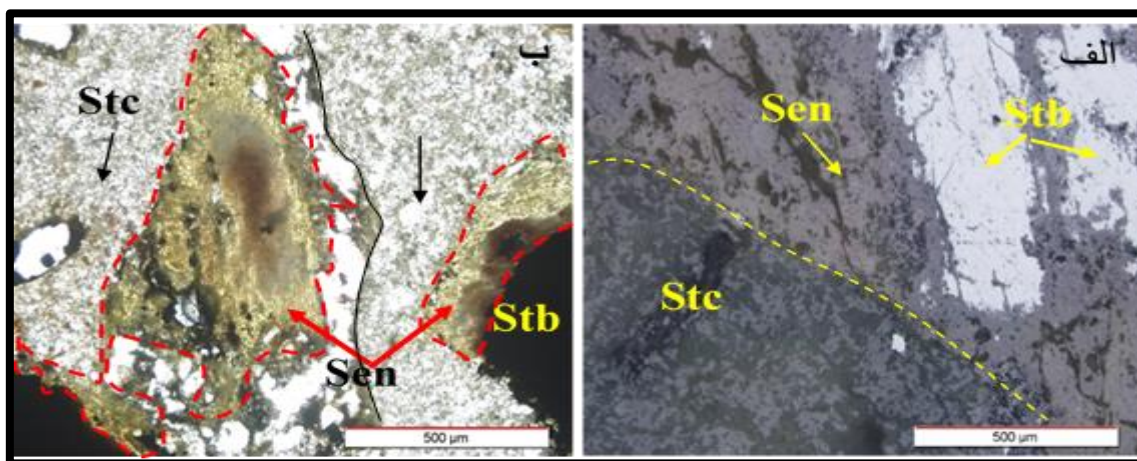
شکل ۹-۴: الف) تصویری صحرایی از پهنه دگرسان شده محدوده معدنی آنتیموان دار به اکسیدهای آنتیموان دار

(سنارمونتیت) ب) تصویر نمونه دستی پهنه دگرسان شده محدوده معدنی آنتیموان دار به اکسید آنتیموان دار

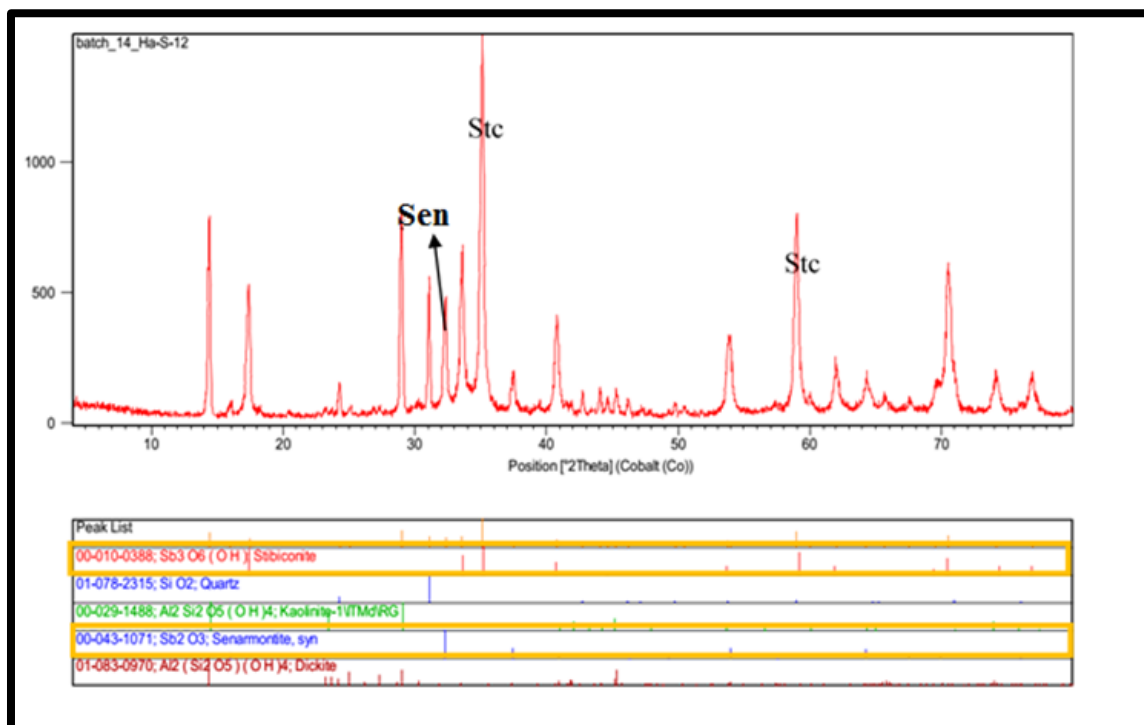
(سنارمونتیت).

• سنارمونتیت

این کانی در نور معمولی به رنگ خاکستری متوسط متمایل به قهوه‌ای (شکل ۴ - ۱۰) و در نور انعکاسی، زرد تا متمایل به قهوه‌ای می‌باشند. در (شکل ۴ - ۹) تصویر صحرایی از پهنه دگرسان شده آنتیموان با رنگ سفید تا زرد متمایل به خاکستری نمایش داده شده است. اکسیدهای آنتیموان در این کانسار به طور دقیق طبق نتایج به دست آمده از آنالیز پراش اشعه ایکس نمونه‌های کانسنگ، از نوع سنارمونتیت می‌باشند (شکل ۴ - ۱۰).



شکل ۴-۱۰: الف) تصویر میکروسکوپی از استیبنیت، سنارمونتیت (با رنگ خاکستری متوسط متمایل به قهوه‌ای)، استیبکونیت (با رنگ خاکستری تیره) ب) تصویر میکروسکوپی از استیبنیت، سنارمونتیت (با رنگ زرد تا قهوه‌ای)، استیبکونیت (با رنگ سفید متمایل به زرد).

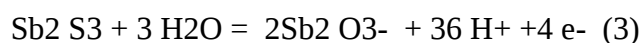
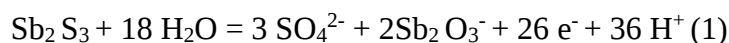


شکل ۴-۱۱: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه کانسنگ، بیانگر حضور کانی‌های سنارمونیت و استیبکونیت.

۴-۲-۳: کانی‌های هیدروکسیدی آنتیموان

• استیبکونیت ((SbSb₂O₆(OH)

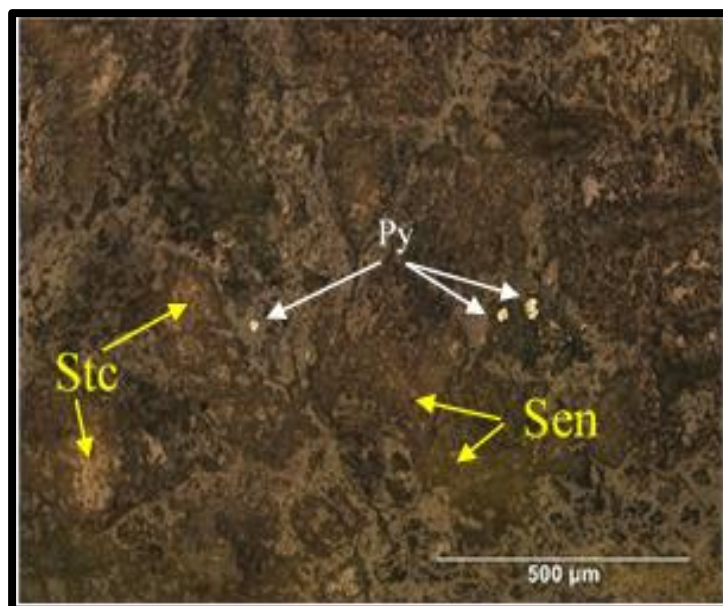
همان‌طور که در شکل (۴ - ۸) محدوده پایداری استیبینیت مشاهده می‌گردد، استیبینیت تحت شرایط اکسیدان به هیدروکسیدهای آنتیموان تبدیل می‌گردد. حتی اکسیدهای آنتیموان نیز می‌توانند به هیدروکسیدهای آنتیموان تبدیل شوند. واکنش تبدیل استیبینیت و اکسیدهای آنتیموان به هیدروکسیدهای آنتیموان (استیبکونیت) به شکل زیر بیان می‌شود:



واکنش (۱) تبدیل استینیت (سولفید آنتیموان) به اکسید آنتیموان، واکنش (۲) تبدیل مستقیم اکسید آنتیموان به هیدروکسیدهای آنتیموان و واکنش (۳) تبدیل مستقیم استینیت را به هیدروکسید آنتیموان نشان می‌دهد (استیکونیت). استیکونیت همیشه حاوی مقداری کلسیم در ساختار خود می‌باشد (فرشیدپور، ۱۳۹۱). فرمول آن به صورت $\text{SbSb}_2\text{O}_6(\text{OH})$ می‌باشد. استیکونیت در مقاطع صیقلی در نور عادی به رنگ خاکستری تیره و به صورت ایزوتروپ است اما در نور انعکاس داخلی به رنگ سفید متمایل به زرد تا قهوه‌ای روشن است که در حاشیه‌ی اکسیدهای استینیت، مشاهده گردیده است (شکل ۴ - ۹). همچنین این کانی توسط آنالیز پراش اشعه ایکس نیز به اثبات رسیده است (شکل ۴ - ۱۰).

❖ پیریت (FeS_2)

پیریت با فرمول شیمیایی FeS_2 ، یک کانه هیپوژن است که در محدوده مطالعاتی حیدرآباد از گسترش بسیار ناچیزی برخوردار است. به گونه‌ای که طی بازدید صحرایی هیچ گونه پیریتی مشاهده نگردید. این کانه در مقاطع میکروسکوپی به مقدار بسیار ناچیز و به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی شکل با بافت دانه پراکنده در رگه‌ی کانه‌دار وجود دارد (شکل ۴ - ۱۲). فراوانی کانه‌های پیریت در مقاطع بسیار ناچیز می‌باشد. پیریت به همراه استینیت که در سیستم کوبیک متبلور می‌شود، تقریباً جزء سخت‌ترین سولفیدهاست. دارای سطح شکست صدفی و ناصاف در نور انعکاسی دارای رنگ زرد برنجی و انعکاس بالایی است. معمولاً پیریت در حضور اکسیژن، آب و در محیط‌های کم عمق جایی که شرایط برای اکسید شدن آن‌ها مهیا باشد، ناپایدار است (Ramdohr, 1980) و توسط محلول‌های اکسیدان به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) تبدیل می‌شوند.



شکل ۴-۱۲: تصویری میکروسکوپی از بلورهای بی‌شکل پیریت با بافت پراکنده.

۴-۳- کانی‌های باطله

کانی‌های همراه کانسنگ که ضمن استخراج همراه با آن می‌باشند ولی به دلیل نداشتن ارزش اقتصادی در آن زمان، به کانی‌های باطله معروف می‌باشند. این کانی‌ها در کانسار آنتیموان حیدرآباد شامل دو دسته باطله‌های شفاف (غیر فلزی) و باطله‌های کدر (فلزی) می‌باشند.

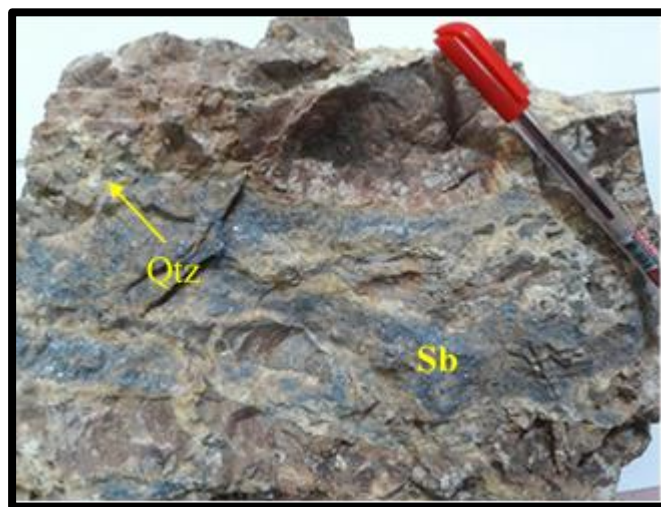
۴-۳-۱- کانی‌های باطله شفاف

این کانی‌ها شامل کوارتز و کلسیت و دولومیت می‌باشند.

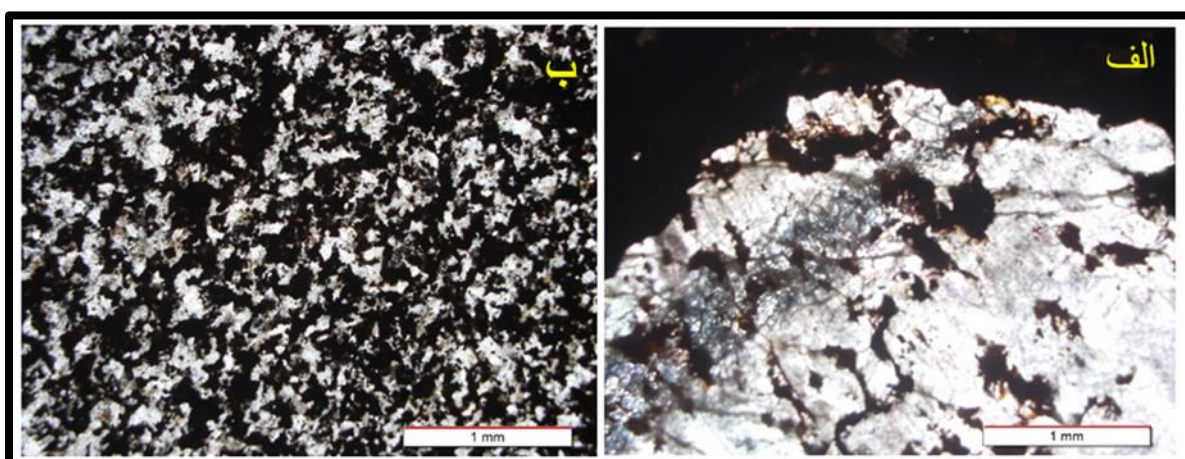
الف) کوارتز (SiO_2)

نوع دما پایین کوارتز در سیستم تریگونال و نوع دما بالای آن در سیستم هگزاگونال متبلور می‌شود. دارای سطح شکست صدفی است. معمولاً در نمونه‌های خالص بی‌رنگ و در نمونه‌های ناخالص به رنگ‌های متفاوتی دیده می‌شود. عبور سیالات گرمایی باعث ایجاد یک سری شکستگی‌ها و تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی می‌شود (Siahcheshm et al., 2014). کوارتز اصلی‌ترین باطله شفاف کانسار آنتیموان حیدرآباد است که به رنگ خاکستری و نهان بلور در رگه‌های سیلیسی دارای کانه‌زایی (شکل ۴-۱۲) و همچنین فاقد کانه‌زایی حضور دارد. کوارتز به‌صورت ریز بلور شکل‌دار تا نیمه

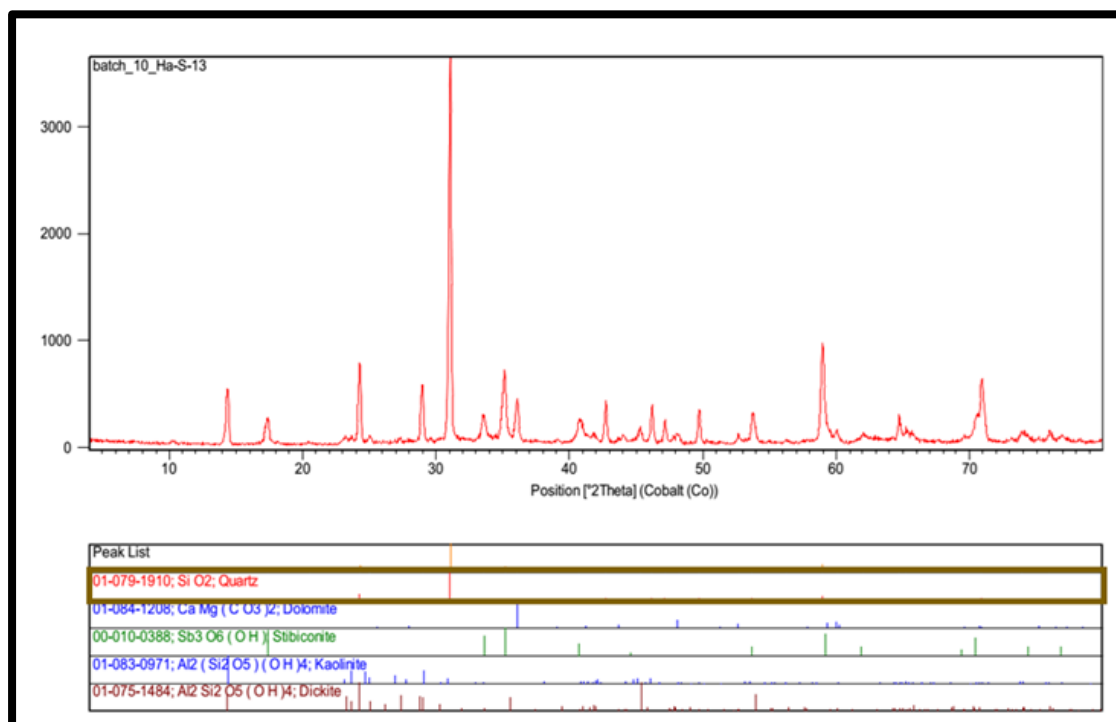
شکل‌دار با بافت پر کننده فضای خالی شکستگی‌ها و حفرات و همچنین رگه - رگچه‌ای با ابعاد ۱ میلی‌متر تا ۵ میلی‌متر در مقاطع میکروسکوپی قابل تشخیص است (شکل ۴ - ۱۳). کوارتزهای ریز بلور غالباً ثانویه هستند و شواهد بافتی نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها بعد از کانه‌زایی است. نوع درشت بلور کوارتز، نشان دهنده‌ی تشکیل همزمان با فرایندهای گرمایی در مناطق گسله و شکستگی‌ها و همزمان با کانی‌زایی آنتیموان می‌باشند. (شکل ۴ - ۱۴) نمودار آنالیز XRD مربوط به نمونه کانسنگ که نشان دهنده حضور کانی کوارتز همراه با کانه‌زایی آنتیموان در این محدوده است.



شکل ۴-۱۳: تصویر نمونه دستی کانسنگ آنتیموان با حضور کوارتزهای موجود در رگه‌ی کانه‌دار.



شکل ۴-۱۴: تصویر میکروسکوپی از الف) کوارتزهای درشت بلور در داخل رگه کانه‌دار ب) کوارتزهای ریز بلور در داخل رگه کانه‌دار.



شکل ۴-۱۵: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه کانسنگ با حضور کانی کوارتز.

ب) کربناته

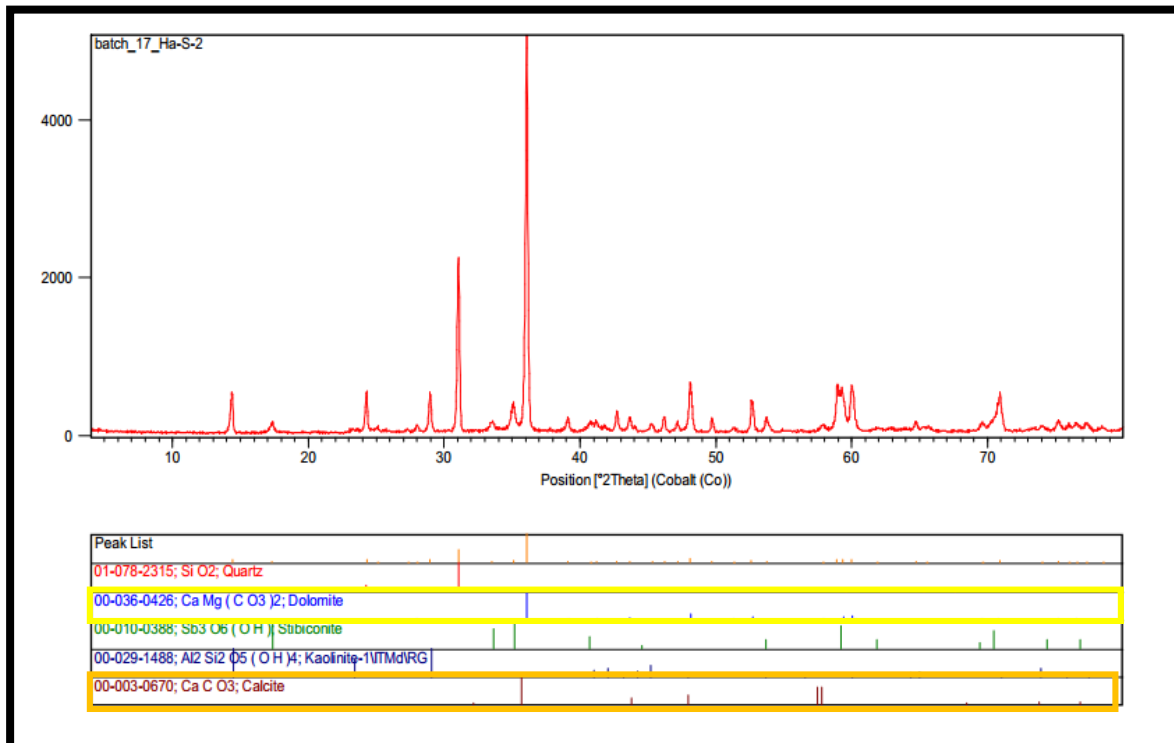
کربنات‌ها سنگ‌هایی هستند که در ترکیب شیمیایی آن‌ها بیش از ۵۰ درصد کانی‌های کربناته مشارکت دارند. در میان کربناته‌ها، کلسیت (کربنات کلسیم) و دولومیت (کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم) از سایر کربناته‌ها اهمیت بیشتری دارند. از دیگر کربناته‌ها می‌توان به آراگونیت (کربنات کلسیم)، سیدریت (کربنات آهن) و منیزیت (کربنات منیزیم) را نام برد که هیچ‌گاه از نظر اهمیت و فراوانی به کلسیت و دولومیت نمی‌رسد. فراوان‌ترین کانی کربناته در کانسار آنتیموان حیدرآباد، دولومیت است که توسط آنالیز پراش اشعه ایکس به اثبات رسیده است و دیگر کربناته موجود در این کانسار کلسیت و دولومیت فروتن می‌باشند که این کانی‌ها نیز در نتایج حاصل از طیف پراش اشعه ایکس نمود یافته‌اند.

❖ کلسیت

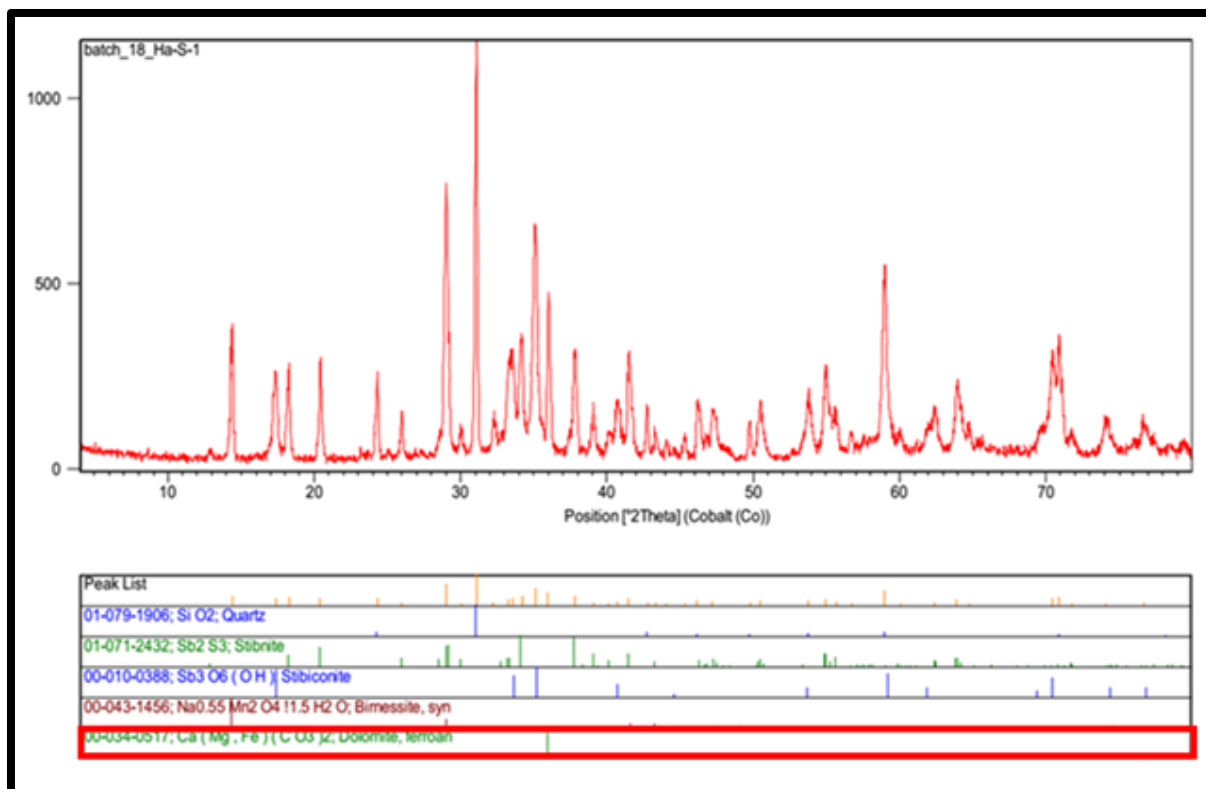
کلسیت (Ca CO_3) کانی کربناته و معروف به کانی هزار چهره متبلور شده در سیستم تریگونال که بلورهای آن غالباً درشت و به فرم‌های متنوعی دیده می‌شود. کلسیت در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار حاصل می‌شوند. کلسیت باطله‌ی شفاف دیگر کانسار آنتیموان حیدرآباد است که به مقدار کم در نمونه‌های کانه‌دار حضور دارد (شکل ۴ - ۱۵).

❖ دولومیت

دولومیت کانی کربناته‌ای که همانند کلسیت، فقط در نتایج حاصل از آنالیز پراش اشعه ایکس شناسایی گردید (شکل ۴ - ۱۶). دولومیت فروئن که فقط در نتایج حاصل از آنالیز پراش اشعه ایکس شناسایی گردیده، نوعی دولومیت است که مقداری آهن در شبکه بلوری، جانشین منیزیم شده است (شکل ۴ - ۱۶).



شکل ۴-۱۶: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه کانسنگ، با حضور کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت.



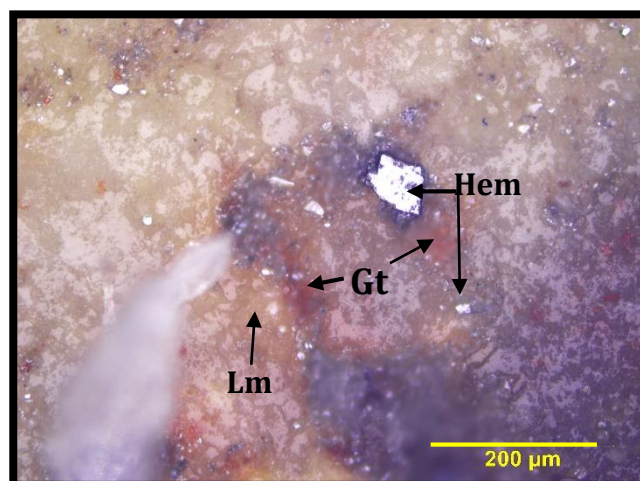
شکل ۴-۱۷: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه کانسنگ با حضور کانی کربناته دولومیت فروئن.

۴-۳-۲- کانی‌های باطله کدر

این کانی‌های فلزی شامل اکسید (هماتیت)، و هیدروکسیدهای آهن (لیمونیت و گوتیت) می‌باشند. اکسید و هیدروکسیدهای آهن مهمترین باطله‌های فلزی در محدوده مطالعاتی مورد نظر شامل: هماتیت، گوتیت و لیمونیت می‌باشد. عملکرد آب‌های جوی از خلال درزه‌ها و شکستگی‌ها موجب اکسید شدن کانی‌های اکسیدی و سولفیدی شده و تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن را داده است. در واقع در اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی دچار انحلال می‌شوند و در نتیجه گوگرد آن‌ها از محیط خارج و هیدروکسیدهای آهن را برجای می‌گذارند (Ramdohr, 2013). این کانی‌ها در رگه - رگچه‌های کانه‌دار و به‌صورت آغستگی در سنگ میزبان و همچنین به‌طور سطحی طی فرایندهای سوپرژن تشکیل شده‌اند.

❖ هماتیت (Fe_2O_3)

هماتیت با سیستم تبلور تریگونال، انیزوتروپی و انعکاس داخلی قرمز خونی که با رنگ خاکستری، به صورت دانه ریز، غیر بلورین، پراکنده درون مقاطع میکروسکوپی مشاهده گردیده است (۴ - ۱۸).



شکل ۴-۱۸: تصویری میکروسکوپی از بلورهای هماتیت با بافت دانه پراکنده.

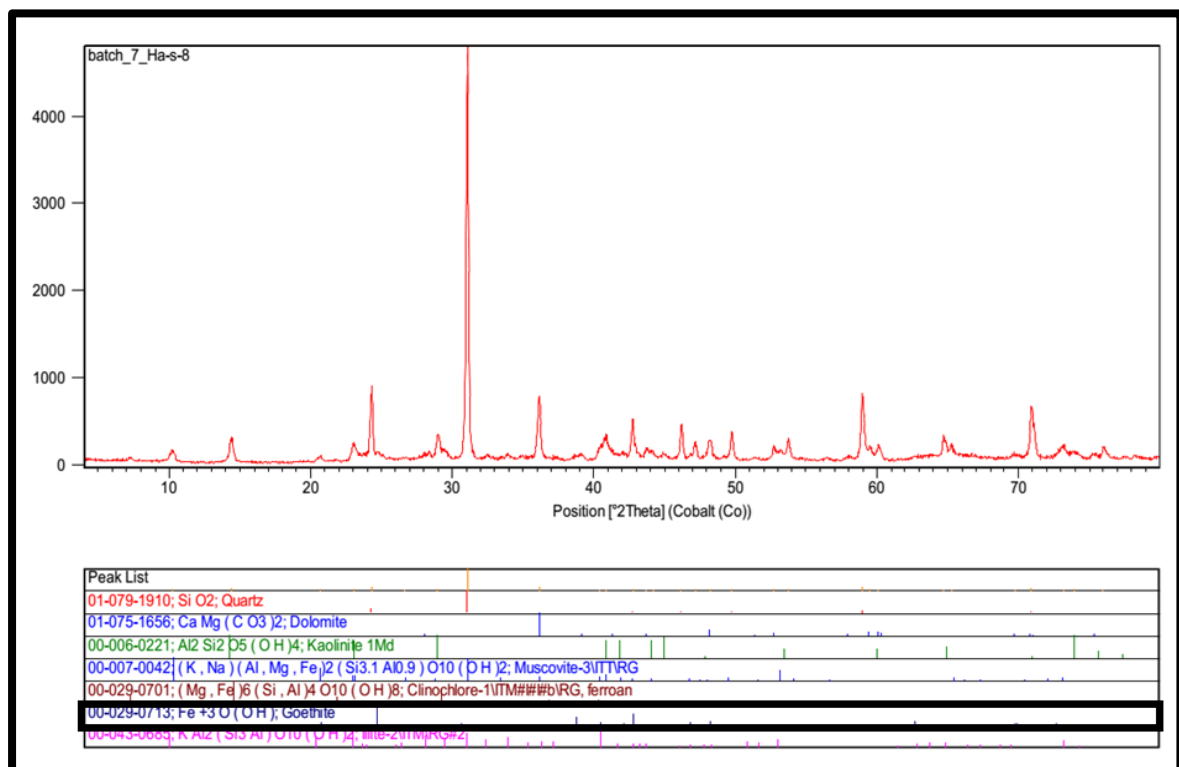
❖ لیمونیت ($\text{Fe O. OH.n H}_2\text{O}$)

هیدروکسید آهن آبدار که با فرمول شیمیایی $\text{Fe O. OH.n H}_2\text{O}$ در سیستم ارترومبیک متبلور می شود و کمتر به صورت بلور دیده می شود. لیمونیت با رنگ زرد تا قهوه ای روشن به صورت سوزنی شکل و گاهی به صورت توده های متراکم دیده می شود. این کانی با جلای مات - ابریشمی و خاکی، دارای شکستگی صدفی - رشته ای و فاقد رخ است. منشأ تشکیل آن ثانویه است. این کانی فلزی در اطراف رگه کانه دار به مقدار بسیار کم حضور دارد که در مقاطع میکروسکوپی به صورت پر کننده فضای خالی مشاهده شده است (شکل ۴ - ۱۸).

❖ گوتیت (Fe O (OH))

گوتیت، هیدروکسید فلزی به شکل منشوری و رگه - رگچه ای به رنگ قرمز تا قهوه ای که به صورت بی شکل و پر کننده فضای خالی در مطالعات میکروسکوپی مقاطع دارای کانه زایی و درون سنگ میزبان مشاهده شده است (شکل ۴ - ۱۸). این کانی که دارای خاصیت مغناطیسی می باشد نتیجه ی

نهایی اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی آهن‌دار است. حضور گوتیت نشان دهنده نسبت اندک پیریت به کالکوپیریت، مقدار اسیدیته پایین و مقدار سولفید کل پایین می‌باشد (Sillitoe & Perello, 2005). به عقیده Ramdohr, 1980، کانی‌های سولفیدی در اثر انحلال و اکسیداسیون دچار تغییراتی می‌شوند که گوگرد آن‌ها از محیط خارج و تشکیل هیدروکسیدهای آهن‌دار را می‌دهند. گوتیت در دمای بالاتر از ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد ناپایدار می‌گردد (Smirnov, 1976). بنابراین تبدیل سولفیدهای آهن به گوتیت در دمای کمتر از ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد، احتمالاً در آخرین مراحل فعالیت سیستم گرمایی و همچنین در مرحله سوپرژن انجام شده است. این کانی به روش پراش اشعه ایکس (XRD) نیز تشخیص داده شده است (شکل ۴-۱۹).



شکل ۴-۱۹: طیف پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه دگرسان شده اطراف کانه‌زایی با حضور کانی گوتیت.

۴-۴- ساخت و بافت

مجموعه‌ای از ویژگی‌های سنگ‌ها که قابل تشخیص بر روی زمین و یا در نمونه‌ی دستی باشد، ساخت و ارتباطی که بین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ، از نظر شکل، اندازه، طرز قرار گرفتن و ... وجود دارد بافت نامیده می‌شود. تشکیل یا ناپایدار شدن کانی‌ها و تغییرات در ساخت و بافت گویای شرایط تشکیل کانسار، تغییرات پاراژنز در مراحل تبلور می‌باشد. بافت و ساخت ذخایر معدنی بسیار متنوع است و عوامل مختلفی در تشکیل آن‌ها نقش دارند. عوامل مؤثر در بافت ذخایر گرمابی و ماگمایی شامل درجه حرارت، عمق تبلور، مدت زمان تبلور و ترکیب شیمیایی ماگما و محلول گرمابی است (کریم پور و سعادت پور، ۱۳۸۹). عوامل مؤثر بر بافت ذخایر رسوبی نیز شامل ترکیب شیمیایی محلول، محیط رسوب‌گذاری و شرایط Ph و Eh محلول است.

در ادامه ابتدا به توصیف ساخت و بافت‌های موجود در کانسار مطالعه شده می‌پردازیم.

۴-۴-۱- ساخت

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی ساخت اصلی کانسنگ در کانسار آنتیموان حیدرآباد، ساخت رگه‌ای، رگه - رگچه‌ای می‌باشد، که در ادامه به توصیف آن پرداخته‌ایم. از دیگر ساخت‌های موجود در محدوده مطالعاتی، ساخت برشی اشاره نمود که در سنگ میزبان مشاهده شده است (فصل دوم).

• ساخت رگه‌ای، رگه - رگچه‌ای

این ساخت همان‌گونه که ذکر شد، اصلی‌ترین ساخت در کانسار مورد مطالعه می‌باشد که مواد معدنی در بخش کانه‌دار با این ساخت که اغلب در امتداد گسل‌های اصلی موجود در سنگ میزبان کنگلومرایی است، جای گرفته‌اند و به نظر می‌رسد این ساخت، ساخت اولیه کانی‌سازی است. همچنین رگه‌های سیلیسی و رگه‌های سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن نیز با این ساخت در محدوده

مطالعاتی مشاهده شده است (شکل ۴- ۲۰). رگه‌ها از نظر ریخت شناسی تقریباً ناپیوسته و با ضخامتی اندک می‌باشند، که عمدتاً در واحد سنگی کنگلومرای وجود دارند.

به‌طور کلی به لحاظ ترکیب شیمیایی در محدوده مطالعاتی رگه‌ها در ۳ گروه قرار می‌گیرند که شامل:

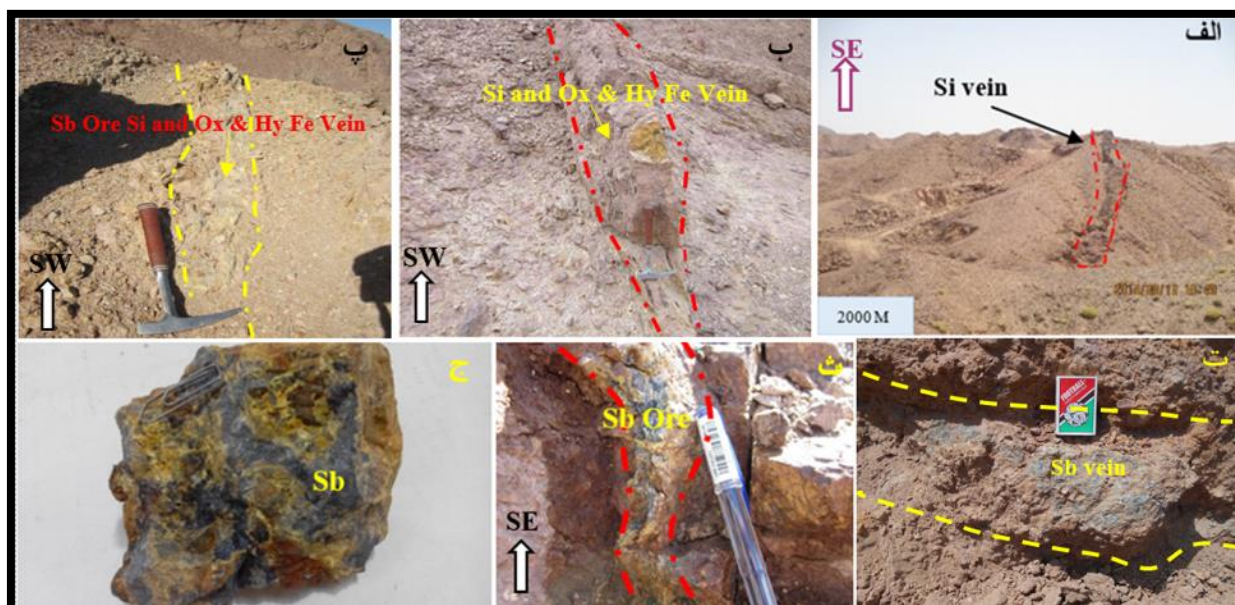
- رگه‌های سیلیسی فاقد کانه‌زایی

- رگه‌های سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن فاقد کانه‌زایی

- رگه‌های سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن همراه با کانه‌زایی

رگه‌های حاوی کانه‌زایی آنتیموان به همراه دگرسانی‌های اطراف آن که معمولاً مواد معدنی به‌صورت رگچه‌ای در فضای خالی درزها و شکستگی‌های اطراف رگه کانه‌دار توسط سیالات حاوی مواد کانه‌دار ته‌نشست یافته‌اند.

ساخت رگه‌ای از جمله ساخت‌های اپی‌ژنتیک است که پس از تشکیل سنگ میزبان شکل گرفته است. به عقیده (Bateman, 1950)، مهمترین ذخایر رگه‌ای، از نظر ظاهری شامل رگه‌های شعاعی، بادبزی، موازی هم شیب، متقاطع هم‌زمان، رگه‌های گره‌دار و ... می‌باشد که به‌نظر می‌رسد شکل و ساختار رگه‌های کانسار حیدرآباد، اغلب به‌صورت ناپیوسته (منقطع)، مرکب و اصطلاحاً دانه تسبیحی در خمیره‌ای از سیلیسی‌های آمورف یا نهان بلور (کریپتوکریستالین) تشکیل شده‌اند. شکل و ژئومتری رگه‌های سولفیدی آنتیموان به‌گونه‌ای است که به خوبی نمی‌توان موقعیت مکانی آن‌ها را شناسایی و پیش‌بینی نمود.



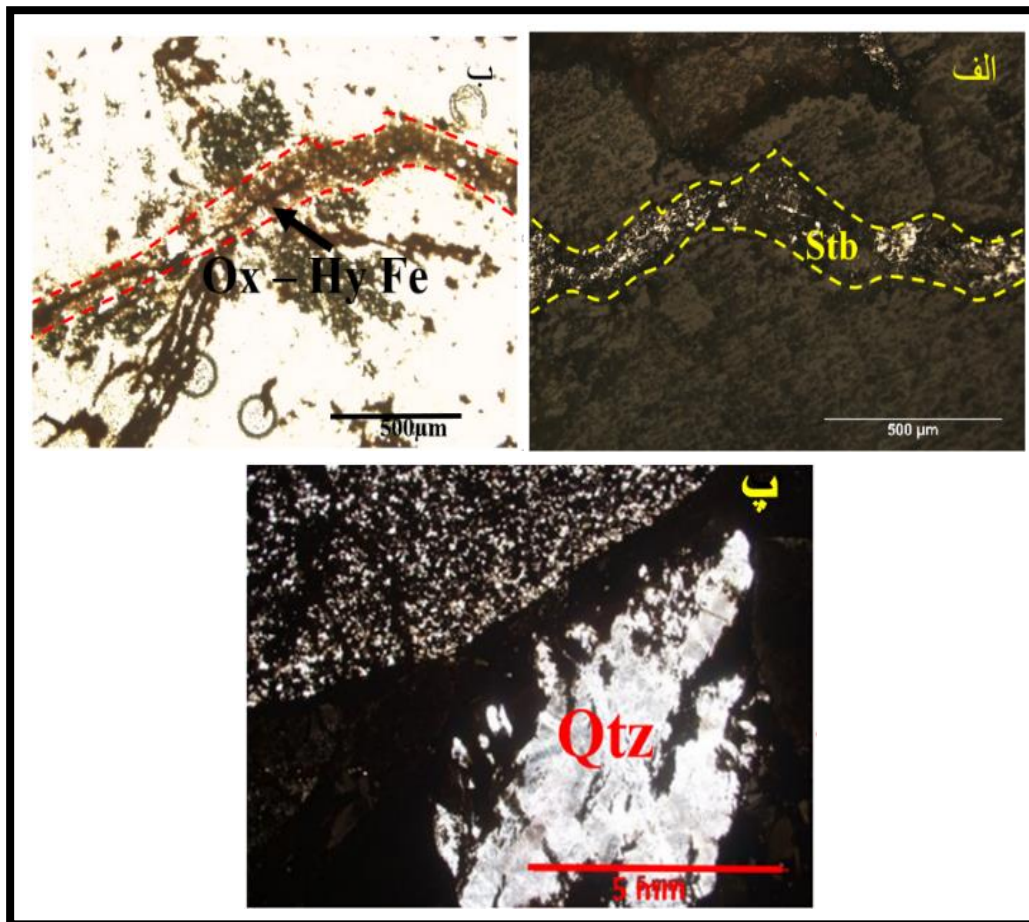
شکل ۴-۲۰: الف) تصویر صحرایی از ساخت رگه‌ای سیلیسی فاقد کانه‌زایی در جنوب محدوده مطالعاتی (ب) تصویری از ساخت رگه‌ای سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن فاقد کانه‌زایی (پ) تصویری از ساخت رگه‌ای سیلیسی - هیدروکسید - اکسید آهن همراه با کانه‌زایی آنتیموان ت و ث) تصویری نزدیک از ماده معدنی با ساخت رگه‌ای (ج) تصویر نمونه دستی از ساخت رگه - رگچه‌ای مرکب ماده معدنی آنتیموان.

۴-۲-۴-۲ بافت

بافت در کانسارهای گوناگون متفاوت است و این به ماهیت سیالات کانه‌ساز، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان و شیوه‌ی جایگزینی کانسنگ بستگی دارد. با مطالعه و شناسایی بافت کانسنگ می‌توان به شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تغییرات پاراژنز در مراحل تبلور و ... پی برد که این اطلاعات در شناخت، ارزیابی و اکتشاف و توسعه‌ی یک کانسار قابل توجه می‌باشد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته و طبقه بندی بافتی ارائه شده توسط Craig et al., 1994، عمده‌ترین بافت‌ها در کانسار آنتیموان حیدرآباد شامل پر کننده فضای خالی، رگه - رگچه‌ای، بافت سوزنی، تیغه‌ای، توده‌ای، صلیبی، کاتاکلاستیکی، دانه پراکنده و دندریتی می‌باشند.

• بافت پر کننده فضای خالی (شکافه پر کن)

کانی‌ها در این بافت درون خلل و فرج سنگ‌ها رشد می‌یابند. کانی‌های رشد یافته درون حفرات ممکن است دارای ساخت منطقه‌ای باشند. این نوع بافت در کانسارهای گرمابی و در مناطق کم ژرفا متداول است. چرا که در این مناطق سنگ‌ها شکننده‌اند و جنبش‌های زمین ساختی را عمدتاً با پذیرش شکستگی پاسخ می‌دهند، به گونه‌ای که حفرات و شکستگی‌ها در این مناطق به دلیل فشار کمی که از سنگ‌های اطراف وارد می‌شود، توسعه بیشتری را دارا می‌باشد. بنابراین سیالات کانه دار گردش نسبتاً آزادی دارند و درون فضای خالی سنگ میزبان ته نشین می‌گردند (Guilbert and park, 1997). محلول‌های گرمابی یا ماگمایی در صورتی که به هنگام عبور از گسل‌ها، درز و شکاف‌ها و یا فضای خالی بین سنگ‌ها عبور کرده و مواد خود را بر جای گذارند، بافت حاصله از نوع پر کننده‌ی فضای خالی خواهد بود (Craig and Vaghan, 1981). در کانسار آنتیموان حیدرآباد، استینیت‌ها (شکل ۴ - ۲۰، الف)، اکسید - هیدروکسیدهای آهن و کوارتز و کلسیت‌ها فضای خالی ناشی از فرایندهای تکتونیکی و دیاژنتیکی را پر کرده‌اند (شکل ۴ - ۲۱، ب و پ). بافت اصلی کانسار آنتیموان حیدرآباد، بافت پر کننده‌ی فضای خالی است.

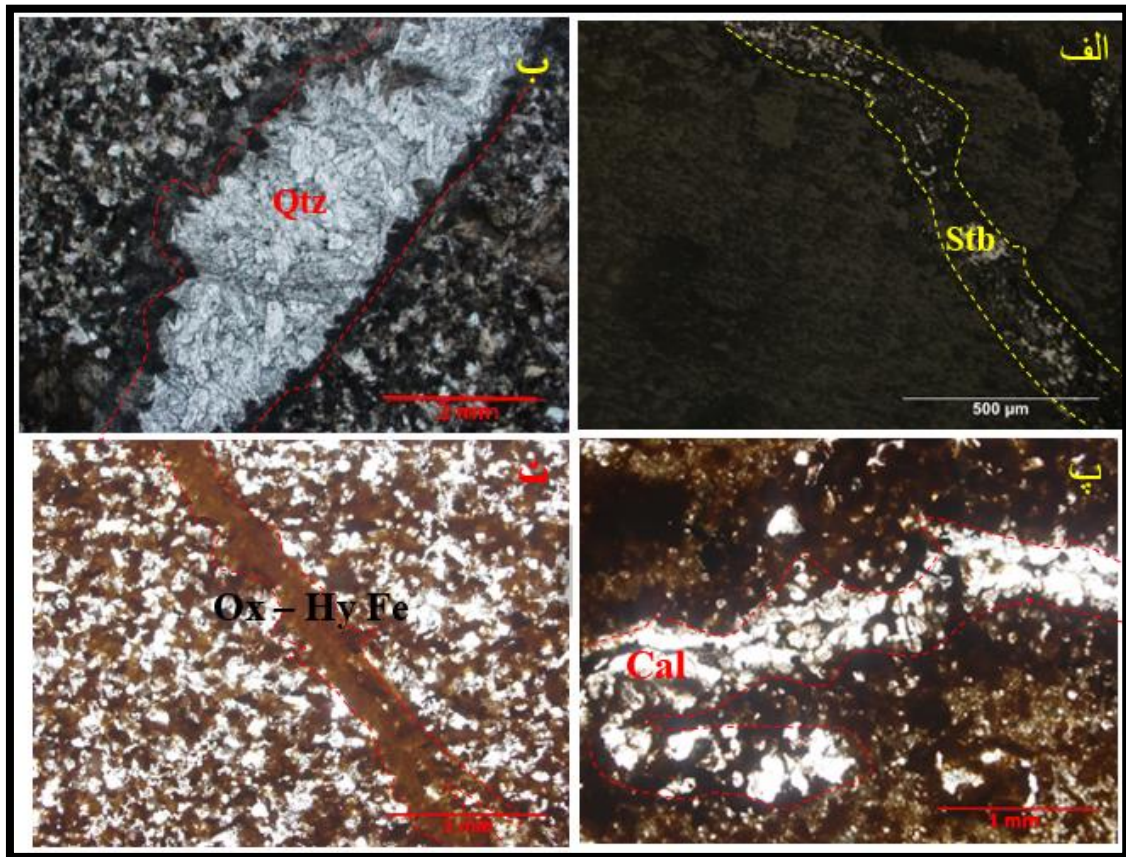


شکل ۴-۲۱: تصویر میکروسکوپی از بافت شکافه پر کن الف) استیبنیت ب) اکسید و هیدروکسید آهن پ) کوارتز.

• بافت رگه - رگچه‌ای

این بافت در مقاطع میکروسکوپی صیقلی و نازک تهیه شده از نمونه‌های برداشت شده در کانسار مذکور با ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی از جمله استیبنیت، هیدروکسید و اکسیدهای آنتیموان، هیدروکسید و اکسیدهای آهن، کوارتز و کلسیت مشاهده شده است (شکل ۴ - ۲۲). این نوع بافت در کانسارهای گرمابی و ماگمایی یافت می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). رگه‌های حاوی ماده معدنی و اکسید و هیدروکسیدهای آنتیموان در امتداد شکستگی‌های موجود در منطقه به‌صورت رگه - رگچه‌ای رخ داده‌اند. همچنین رگه‌های سیلیسی و هماتیتی که در اطراف کانه‌زایی مشاهده شده‌اند دارای بافت

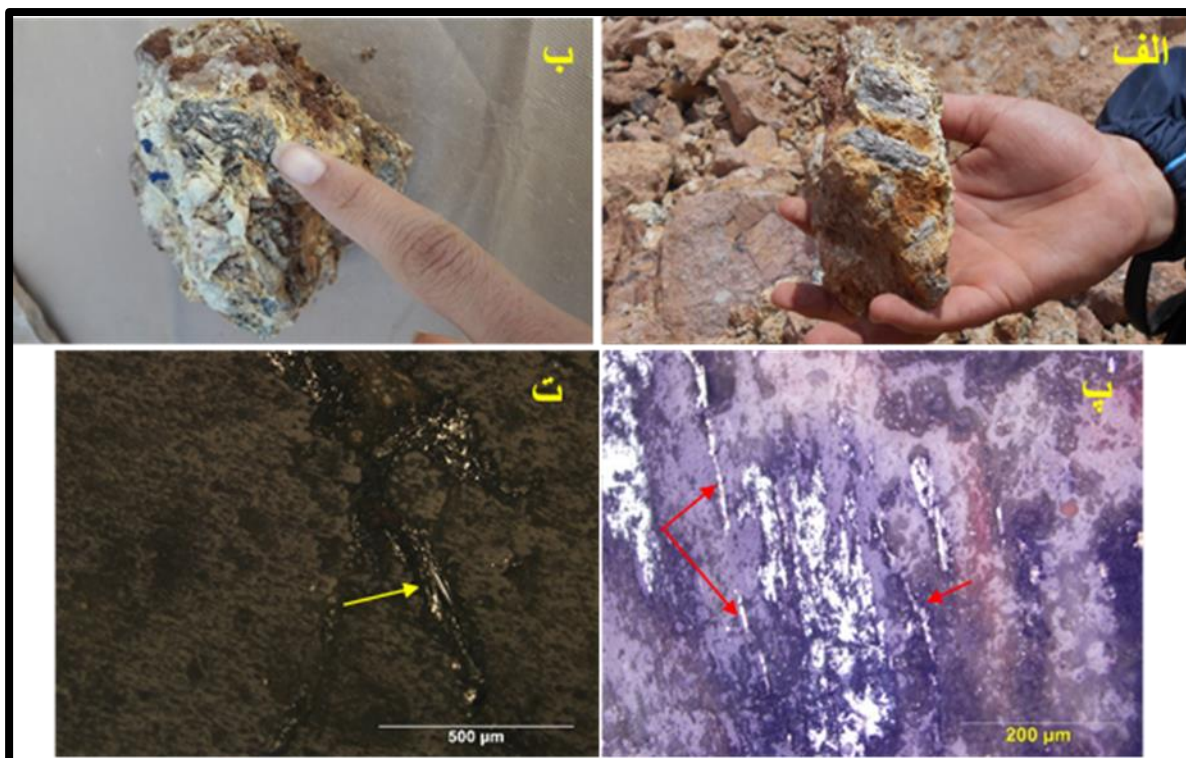
رگه‌ای می‌باشند. از ویژگی‌های مهم این بافت این است که کانی‌سازی از حاشیه به مرکز جوان‌تر می‌شود (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۹).



شکل ۴-۲۲: تصویری میکروسکوپی از بافت رگچه‌ای الف) استینیت ب) کوارتز پ) کلسیت ت) اکسید و هیدروکسیدهای آهن.

• بافت سوزنی یا رشته‌ای

بافت سوزنی در سولفید و هیدروکسید و اکسیدهای آنتیموان کانسار آنتیموان حیدرآباد، که در آن بلورهای کانی‌های مذکور به حالت سوزنی و رشته‌ای وجود دارند، در مقیاس نمونه دستی و همچنین طی مطالعه میکروسکوپی مشاهده گردید (شکل ۴-۲۳).

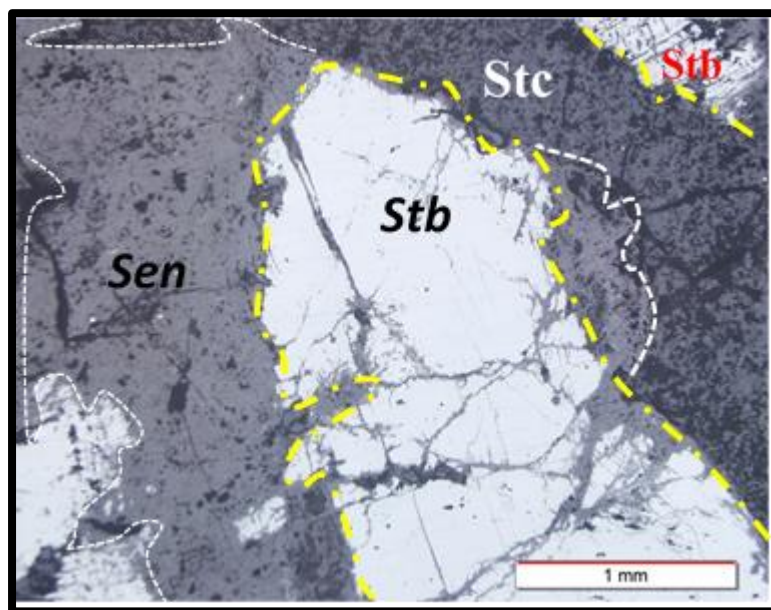


شکل ۲۳-۴: الف و ب) تصویر نمونه دستی از بافت سوزنی یا رشته‌ای سولفید و هیدروکسید و اکسیدهای آنتیموان پ و ت) تصویری میکروسکوپی از بافت سوزنی استیبینیت.

• بافت جانشینی

جانشینی یک کانه توسط کانه یا کانی دیگر، از جمله فرایندهایی است که طی فرآیند دگرسانی و هوازدگی بسیاری از کانسنگ‌ها رخ می‌دهد. این نوع بافت به بافت جانشینی ثانویه نیز معروف می‌باشد. جانشینی ممکن است از هر شکاف کوچک یا حاشیه و مرز بلورها به اطراف گسترش یابد (Guilbert and park, 1997). از جمله بافت‌های جانشینی که به راحتی قابل تشخیص هستند می‌توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر پیریت، مارکازیت و کالکوسیت) یا اکسیدها (نظیر هماتیت، گوتیت و لیمونیت) به صورت اشکال دروغین به جای پوسته‌های فسیل‌ها یا قطعات چوب درختان اشاره نمود. جانشینی ممکن است در اثر فرایندهای انحلال، رسوب‌گذاری مجدد و اکسیداسیون و انتشار در حالت جامد رخ دهد. مرز جدید بین کانی جانشین شده و کانی جانشین شونده معمولاً ناگهانی، نامنظم و یا بخشی است. فرایند جانشینی در نتیجه واکنش‌های 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 ابتدایی-

ترین مراحل جانیشینی، این فرایند را می‌توان به راحتی تشخیص داد. زیرا بخش اعظم کانی اصلی هنوز باقی مانده است و علاوه بر آن شکستگی‌ها، رخ ها و مرز دانه‌های اولیه هنوز قابل مشاهده‌اند (کهرآزهای، ۱۳۹۳). بافت‌های جانیشینی و پزیدومورفیسم نیز از جمله بافت‌های شاخص هستند که در محدوده مورد مطالعه مشاهده شده‌اند که به جانیشینی اکسید و هیدروکسیدهای آنتیموان به جای استیبینیت می‌توان اشاره نمود (شکل ۴ - ۲۴).



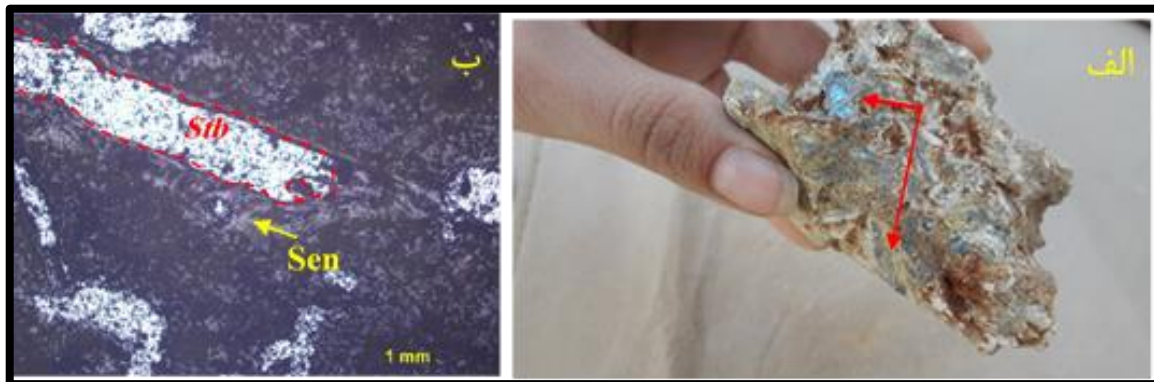
شکل ۴-۲۴: تصویری میکروسکوپی از جانیشینی کانی استیبینیت با سنارمونیت (اکسید آنتیموان) با رنگ خاکستری روشن و استیبکونیت (هیدروکسید آنتیموان) با رنگ خاکستری تیره.

• بافت جانیشینی بر جای مانده

جانیشینی یک کانی توسط یک کانی دیگر، به گونه‌ای که کانی جدید شکل کانی اصلی را حفظ کند، نشانه‌ی جانیشینی بر جای مانده است که این بافت در کانسارهای گرمابی و هوازده رخ می‌دهد (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). این بافت در اغلب نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۴ - ۲۴).

• بافت تیغه‌ای (نیزه‌ای)

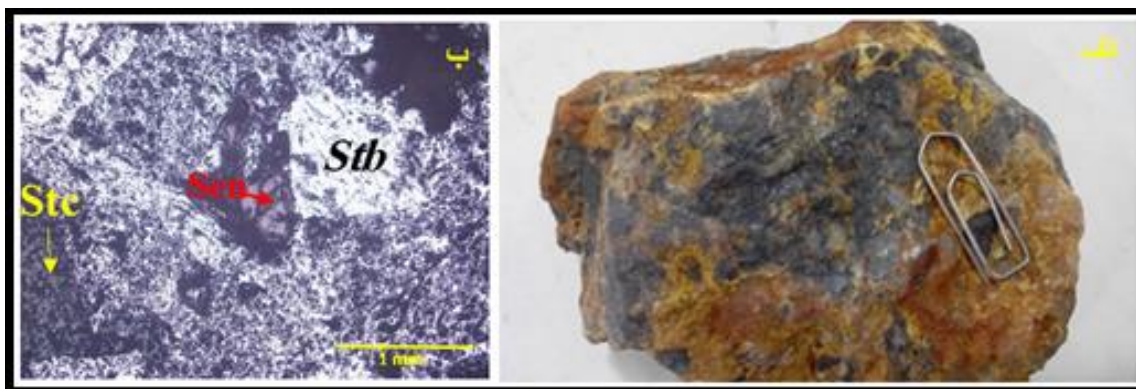
بلورهای استیبنیت به صورت تیغه‌ای و کشیده با نوک تیز و نیزه‌ای تشکیل این بافت را داده‌اند (شکل ۴ - ۲۵). ابعاد تیغه‌های استیبنیت در اندازه‌های مختلفی است که بزرگ‌ترین آن در نمونه‌های دستی، ۲/۵ سانتی‌متر می‌باشد.



شکل ۴-۲۵: الف) تصویری از تیغه‌های کشیده و منشوری استیبنیت در مقیاس نمونه دستی (ب) تصویر میکروسکوپی از بافت تیغه‌ای استیبنیت.

• بافت توده‌ای

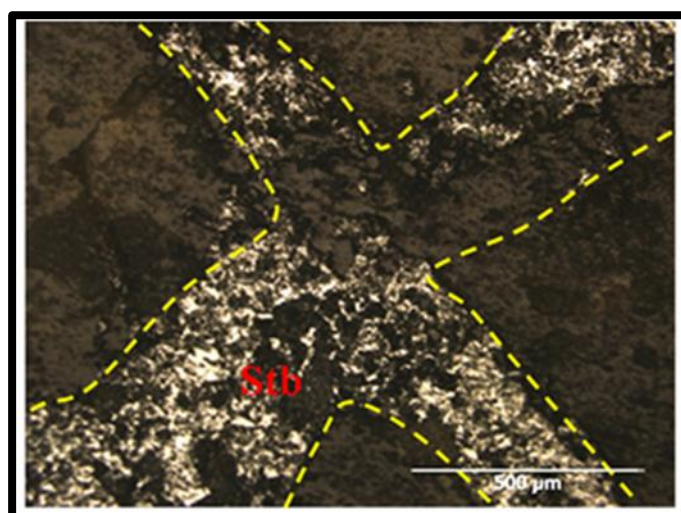
رشد همزمان و تجمعی چندین بلور استیبنیت در کنار یکدیگر بافت توده‌ای را ایجاد نموده است (شکل ۴ - ۲۵-الف). این بافت که در مقاطع حاوی کانه‌زایی استیبنیت مشاهده می‌گردد، نشان دهنده‌ی ماهیت سخت و فشرده این کانه می‌باشد. در این بافت اندازه بزرگ‌ترین کانه اندازه‌گیری شده در مطالعات میکروسکوپی، بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۴ - ۲۶-ب).



شکل ۴-۲۶: (الف) تصویر نمونه دستی استیبنیت با بافت توده‌ای (ب) تصویری میکروسکوپی از بافت توده‌ای استیبنیت در نور انعکاسی.

• بافت صلیبی

قرارگیری دو بلور کشیده و تیغه‌ای استیبنیت به صورت متقاطع تشکیل بافت صلیبی یا ماکل صلیبی را داده‌اند (شکل ۴-۲۷).

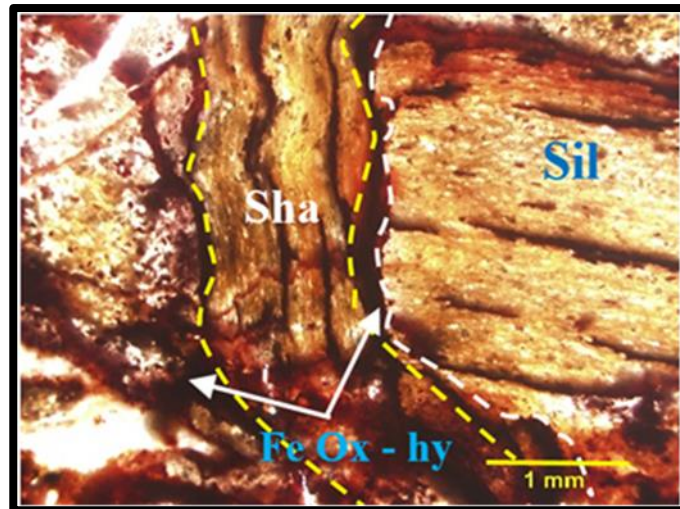


شکل ۴-۲۷: کانی‌های استیبنیت با بافت صلیبی.

• بافت کاتاکلاستیکی یا خرد شده

اغلب کانی‌ها و سنگ‌های شکننده نسبت به کانی‌های نرم طی فرایندهای تکتونیکی بیشتر دچار شکستگی، خرد شدن و چین خوردن می‌شوند که این بافت در برخی نمونه‌های کانسنگ به صورت

خمیدگی و ایجاد شکستگی در استیپنیت نیز نمود یافته است که می‌توان آن را نتیجه‌ی فعالیت‌های تکتونیکی بعد از کانی‌سازی دانست (شکل ۴ - ۴). همچنین فرایند تکتونیکی در سنگ‌های کنگلومرایبی باعث چین خوردن قطعات آن شده است (شکل ۴ - ۲۸).



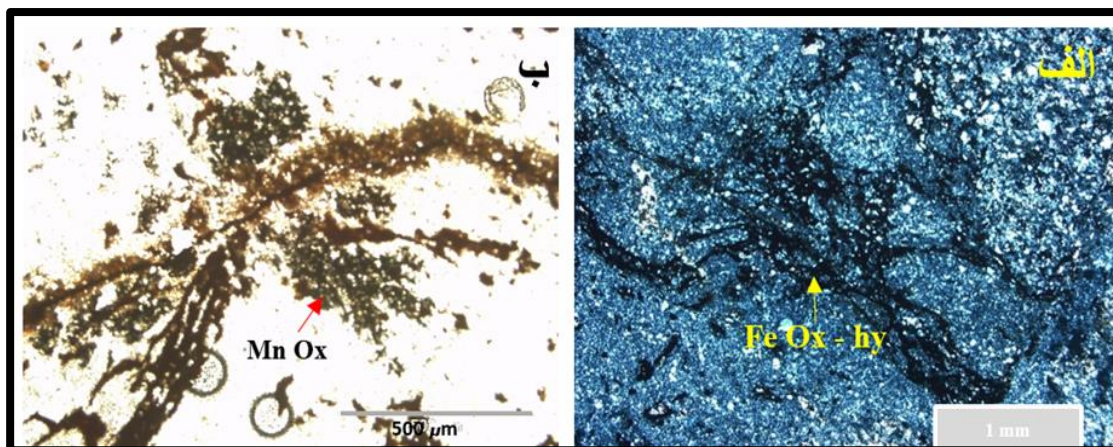
شکل ۴-۲۸: تصویر میکروسکوپی از شیل چین خورده درون واحد سنگی کنگلومرایبی.

• بافت دانه پراکنده

در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده، بلورهای پیریت (شکل ۴ - ۱۲) و هماتیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در بین کانی‌های آنتیموان‌دار در نمونه‌های کم عیار ماده معدنی قرار داشته و بافت دانه پراکنده را نشان می‌دهند و هیچ گونه ارتباطی با شکستگی‌ها و درزه‌ها از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۴ - ۱۸). این بافت نشان دهنده هم زمانی تشکیل و تبلور کانه‌ها با کانی‌های سنگساز درونگیر خود می‌باشد.

• بافت دندریتی

اکسید - هیدروکسیدهای آهن و منگنز در سطوح شکستگی‌ها بافت دندریتی را از خود نشان داده‌اند (شکل ۴ - ۲۹).



شکل ۴-۲۹: بافت دندریتی الف) اکسید - هیدروکسیدهای آهن ب) اکسید - هیدروکسیدهای منگنز.

۴-۵- پاراژنز کانیاپی

ترتیب زمانی و مکانی تبلور کانی‌ها در یک سیستم کانی‌زایی را توالی پاراژنتیکی می‌گویند. مطالعه کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها اطلاعات مفیدی در مورد ویژگی‌های محیط تشکیل کانسار در اختیار می‌گذارد، به‌طوری‌که ویژگی‌های تشکیل هر کانسار در آینه رفتار کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آن منعکس می‌گردد. به‌طور کلی به مجموعه‌ای از کانه‌ها و باطله‌های همراه، که با هم و در حال تعادل نسبت به یکدیگر تشکیل می‌شوند، پاراژنز می‌گویند و ترتیب زمانی در تشکیل کانه‌ها را توالی پاراژنتزی می‌گویند. بر اساس روابط بافتی و ساختی بین کانه‌های آنتیموان در مقاطع میکروسکوپی، نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس و ریز کاوش الکترونی و همچنین مطالعه روابط ترمودینامیک و ژئوشیمیایی حاکم بر کانی‌های آنتیموان، می‌توان سیر تحویل کانی‌سازی و یا به عبارتی دیگر، روابط پاراژنتزی کانی‌های آنتیموان کانسار آنتیموان حیدرآباد را به‌صورت (جدول ۴-۳) بررسی و طراحی نمود.

کانه اقتصادی آنتیموان (استینیت) به همراه کانی پیریت کانی‌های دما بالا یا هیپوژن کانسار محسوب می‌شود و کانه‌های دیگر آنتیموان شامل سنارمونیت و استیبکونیت به همراه گوتیت و همتایت به محیط دما پایین و سوپرژن کانسار نزدیک شده و در این محیط کم دما به شکل کانی‌های ثانویه ظهور پیدا کرده‌اند.

جدول ۳-۴: توالی پاراژنتیکی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی کانسار آنتیموان حیدرآباد.

	Processes		Hypogene	Supergene
	Minerals			
Mineralization	Stibnite			
	Pyrite			
	Stibconite			
	Senarmontite			
	Hematite			
	Goethite and Limonite			
	Quartz			
	Calcite			
Texture	Vein – Veinlet			
	Open space filling			
	Massive			
	Blade			
	Cross			
	Needle			
	Clastice			
	Replacement			
	Dissiminated			
Alteration	Sillicic			
	Argillic			
	Carbonate			
	Fe Oxide - Hydroxide zone			

فصل پنجم: ژئوشیمی

۵-۱- مقدمه

پیدایش کانسارهای فلزی و غیر فلزی به پدیده‌های زمین‌شناسی مانند فعالیت‌های ماگمایی، جنبش‌های کوهزایی و دگرگونی وابسته است. پدیده‌های زمین‌شناسی که در برهه‌های زمانی گذشته زمین رخ داده‌اند، تکامل پوسته و تحولات و تغییرات گوشته بالایی را سبب شده‌اند. تشکیل هر ماده معدنی، با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و فلز زایی آن ماده و تکامل پوسته و گوشته قابل تفسیر است. تشکیل و تمرکز کانسارها، وابستگی کامل به ترکیب پوسته زمین دارد، زیرا ویژگی‌های زمین ساختی - ماگمایی، حوادث زمین ساختی و دگر شکلی‌های عمده، خود معرف و تعیین کننده هویت و طبیعت پوسته زمین است. این رخدادهای زمین ساختی و زمین ساختی - ماگمایی، مهمترین عوامل پیدایش، تمرکز و پراکندگی مواد معدنی می‌باشند (قربانی، ۱۳۸۶).

تعیین تیپ زایشی برای یک کانسار از دو رکن اساسی تشکیل شده است که شامل: ارتباط کانسار با محیط زمین‌شناسی پیرامون آن و زمین شیمی خاص آن کانسار می‌باشد (Kesler, 1997). در فصل-های قبل بر اساس شواهد زمین‌شناسی صحرایی، مطالعات میکروسکوپی، داده‌های تجزیه‌ای میکروپروپ (EPMA)، تا حدودی به ویژگی‌های کانی‌شناسی و کانی‌سازی آنتیموان در کانسار آنتیموان حیدرآباد اشاره شد. در این فصل داده‌های زمین‌شیمیایی حاصل از آنالیز ICP - MS در بررسی زمین‌شیمیایی کانسنگ آنتیموان مورد استفاده قرار گرفته است و با استفاده از نرم افزار Surfer اقدام به ترسیم پراکندگی عناصر اصلی نموده‌ایم و با نرم افزارهای Spss و Exel نمودارهای مربوط به ضریب همبستگی و فراوانی عناصر طراحی شد. در ادامه به بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمی کانسنگ پرداخته که بدین منظور تعداد ۳۰ نمونه از واحدهای کانسنگی دارای رخنمون در سطح و تعداد ۹۹ نمونه از گمانه‌های حفاری شده در منطقه برداشت شده است.

۵-۲- شیمی و زمین‌شیمی آنتیموان

آنتیموان با نماد Sb شبه فلزی است به رنگ سفید - نقره‌ای (یا سفید قلعی) تا سفید - آبی رنگ، یا خاکستری با جلای نقره‌ای با عدد اتمی ۵۱، وزن اتمی ۱۲۱/۸، وزن مخصوص ۶/۶۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب، در دمای ۲۶ درجه سانتی‌گراد، سختی ۳ تا ۳/۵ در مقیاس موس، نقطه ذوب ۶۳۱ درجه سانتی‌گراد و نقطه جوش ۵۴۲۵ درجه سانتی‌گراد. آنتیموان خالص، شکننده و به رنگ سفید نقره‌ای است. فراوانی (توزیع نسبی) آنتیموان در پوسته زمین (عدد کلارک) 5×10^{-6} است، اما ضریب تمرکز آن بسیار بالاتر و در سنگ‌های آذرین تا 5×10^{-4} می‌رسد (قربانی، ۱۳۷۴). در طبیعت سه وضعیت اکسیداسیونی برای آنتیموان وجود دارد: به صورت فلزی (با ظرفیت صفر) و با ظرفیت‌های ۵ و ۳. این عنصر دو ایزوتوپ با عدد جرمی ۱۲۱ و ۱۲۳ دارد که فراوانی آن‌ها به ترتیب برابر ۵۷/۳ و ۴۲/۷ درصد می‌باشد (Boyle & Jonasson, 1984). آنتیموان یک عنصر کالکوفیل با عدد هم‌آرایی ۴ و ۶ است. بنابراین اغلب در رگه‌های سولفیدی به همراه عناصر گوگرد دوست مانند مس، طلا، نقره، جیوه، سرب و آرسنیک در طبیعت یافت می‌شود (مر و مدبری، ۱۳۷۷). از آن جایی که آنتیموان کالکوفیل است و خاصیت سیدروفیلی و لیتوفیلی ضعیفی دارد در ترکیب لیتوسفر تقریباً کمیاب است. آنتیموان از نظر ظاهری و خصوصیات فیزیکی شبیه فلز است، اما از نظر شیمیایی مثل فلز واکنش نمی‌دهد. همچنین این عنصر مورد واکنش با اسیدها یا اکسید کننده‌ها و هالوژن‌ها قرار می‌گیرد. این شبه فلز دارای ۴ شکل آلوتروپی است و شکل پایدار این عنصر، فلزی آبی - سفید است و انواع زرد و سیاه آن ناپایدار می‌باشد. رنگ سطح تازه آنتیموان سفید - نقره‌ای است که به سرعت در نتیجه‌ی اکسید شدن به والنیت و سنارمونیت تیره رنگ تبدیل می‌شود. آنتیموان بسیار شکننده می‌باشد که در اثر هوازدگی به رنگ خاکستری تیره مبدل می‌گردد و به صورت بلوری دیده نمی‌شود. جلای فلزی دارد که هوازدگی این جلا را تیره می‌کند. سیستم بلوری آن هگزاگونال است که دارای یک سری رخ واضح می‌باشد (جعفری راد، ۱۳۸۰؛ Ubaldini & Veglio, 2000).

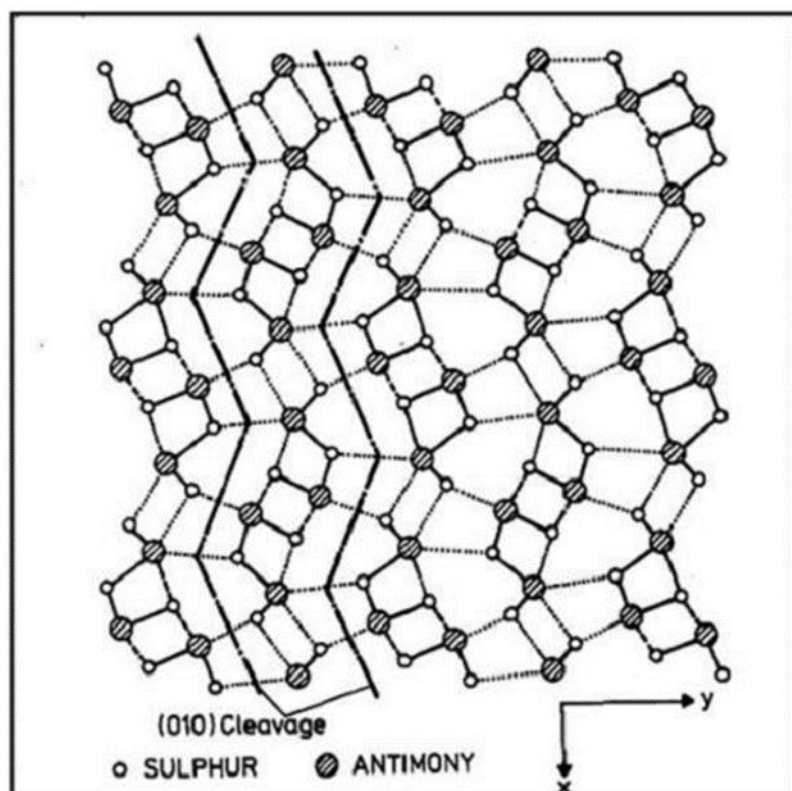
۵-۳- کانی‌های آنتیموان

تا کنون حدود ۱۰۰ نوع کانی آنتیموان شناخته شده است که از میان آن‌ها استیبینیت Sb_2S_3 کانی اصلی توده‌های معدنی اولیه این عنصر محسوب می‌گردد. توده‌های معدنی اکسید شده به خاطر غنی-شدگی ناجورشان کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرند (قدیرزاده و اصل، ۱۳۸۳). کانه‌های آنتیموان در درجه حرارت بین ۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد از محلول‌های کانه‌دار ته‌نشست می‌نمایند (بابازاده، ۱۳۸۳). کانی‌های آنتیموان به دو دسته‌ی کانی‌های اولیه (هیپوژن) شامل: آنتیموان خالص، استیبینیت (Sb_2S_3)، سولفاسالت‌هایی مانند تتراهدریت ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$)، جامسونیت ($Pb_4FeSb_6S_{14}$)، بولانژریت ($Pb_5Sb_4S_{11}$)، پلی بازیت ($(Ag,Cu)_{16}(Sb,As)_2O_{11}$)، پیرآرژریت ($(Ag,Cu)_{16}(Sb,As)_2O_{11}$) و کانی‌های ثانویه (سوپرژن) شامل: کرمزیت ($2Sb_2S_3.Sb_2O_3$)، سنارمونیت (Sb_2O_3)، والنیت (Sb_2O_3)، استیبکونیت ($Sb_2S_4.H_2O$)، نادوریتو بیندهمیت ($Pb_4Sb_2O_{7.n}H_2O$) تقسیم می‌شوند. کانی‌های آنتیموان سوپرژن نتیجه اکسایش سولفیدها و سولفاسالت‌های هیپوژن در یک محیط اکسیدان هستند. کانی اصلی آنتیموان استیبینیت است که به‌طور متوسط حاوی ۷۱ درصد فلز آنتیموان می‌باشد (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). در ترکیب آنتیموان گاهی مقداری آرسنیک، آهن و نقره وجود دارد ولی از آن‌جا که غالباً سینابر به‌صورت پاراژنتیکی با آن همراه است، لذا جیوه یکی از محصولات جانبی معادن آن می‌باشد. طلا نیز یکی از عناصر همراه آنتیموان می‌باشد. به‌طور معمول کانی اقتصادی آنتیموان که به فرم سولفیدی بوده، استیبینیت می‌باشد که در رگه‌های هیدروترمالی (گرمابی) دما پایین و یا به‌صورت ذخایر جانشینی و نهشته‌های چشمه‌های آب گرم همراه با رآلگار و زرنیخ و سینابر یافت می‌شود (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). آنتیموان در واپسین فاز گرمابی به وجود می‌آید، بنابراین ذخیره‌های اقتصادی آن در نزدیک سطح زمین تشکیل می‌گردد. آنتیموان اغلب به‌صورت عنصر پایدار و ثابت تشکیل نمی‌گردد و به‌طور عمده به اشکال سولفیدی و سولفوسالتی مانند استیبینیت، تتراهدریت و همچنین به‌صورت اکسیدی (والنیت، سنارمونیت)، هیدروکسیدی (استیبکونیت) و ... نیز یافت می‌شود. در کانسار آنتیموان حیدرآباد، اصلی‌ترین و مهم‌ترین کانی

آنتیموان از نوع سولفیدی (استینیت) می‌باشد که در ادامه به بیان خصوصیات فیزیکوشیمیایی این کانی پرداخته‌ایم.

۵-۴- مختصری در مورد خصوصیات کانی استینیت (Sb_2S_3)

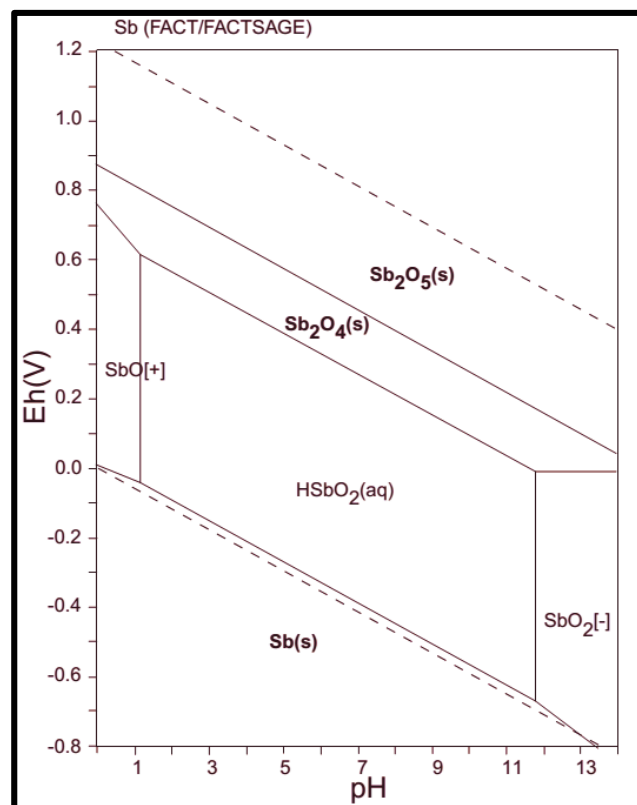
خصوصیات فیزیکی استینیت (سولفید آنتیموان)، سیستم کریستالی اورتورمبیک (شکل ۵ - ۱)، سختی ۲ در مقیاس موس، وزن مخصوص $4/62 - 4/52$ گرم بر سانتی‌متر مکعب، جلای فلزی رنگ خاکه سربی - خاکستری متمایل به سیاه می‌باشد. از مشخصات دیگر این کانی می‌توان به رشد طولی، جلای روشن‌تر در امتداد سطوح رخ و بلورهای تقریباً انحنای پذیر و نرم بودن آن اشاره کرد. از جمله خصوصیات بلوری استینیت حالت توده‌ای، دانه‌ای و کریستال‌های تیغه‌ای و نوک تیز که بیشتر بعلت داشتن ماکل کج یا منحنی شده‌اند می‌توان اشاره نمود. میزان آنتیموان در استینیت $71/4$ درصد و گوگرد $28/6$ درصد می‌باشد. معمولاً همراه با استینیت مقادیر کمی طلا، نقره، آهن، سرب و مس مشاهده می‌گردد. ساختمان استینیت از زنجیره‌های بسته‌ی زیگزاگ مانند اتم‌های گوگرد و آنتیموان تشکیل شده که موازی با محور C می‌باشد. فواصل آنتیموان گوگرد در زنجیره‌ها، بین $3/1 - 2/5$ آنگستروم و فواصل بین باندهای به هم پیوسته بین $3/6 - 3/2$ است. از گونه‌های مشابه با استینیت می‌توان به بیسموتینیت Bi_2S_3 که کمیاب است و از لحاظ ساختمانی و خصوصیات فیزیکی مشابه با استینیت می‌باشد، اشاره کرد. افزون بر این، لیوینگستونیت $HgSb_4S_9$ یکی از همانندهای استینیت است و تشخیص میکروسکوپی و ماکروسکوپی آن‌ها از یکدیگر بسیار دشوار می‌باشد.



شکل ۱-۵: ساختار استیبینیت (Huffman, 1933).

۱-۴-۵- شرایط فیزیکو شیمیایی تشکیل استیبینیت

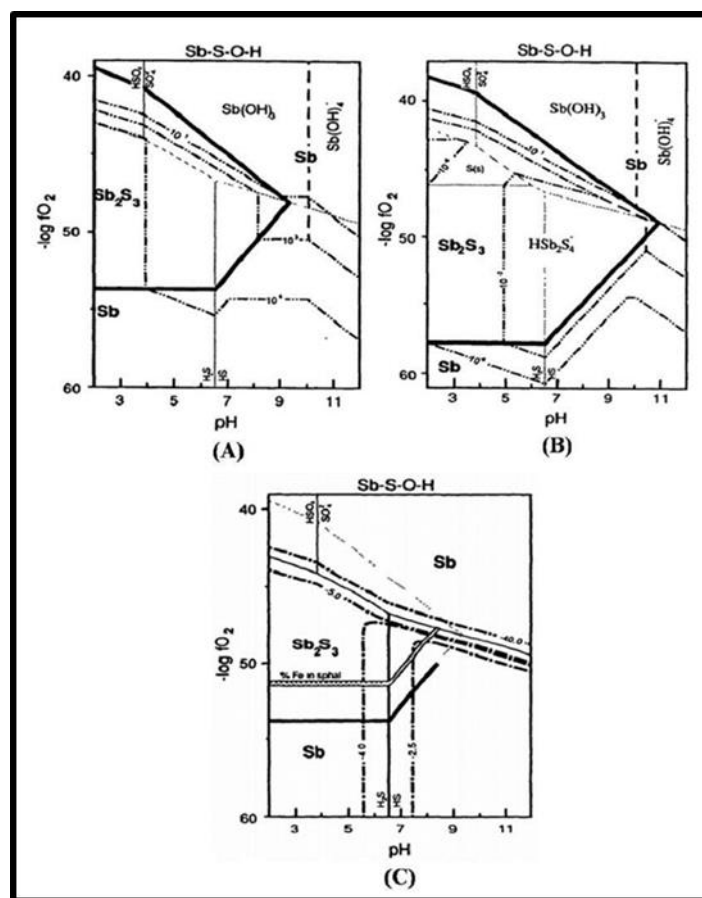
شرایط پایداری استیبینیت با توجه به غلظت‌های گونه‌های گوگردی در نمودارهای $\text{Log } F_{\text{O}_2}$ - pH (شکل ۵ - ۲) نشان داده شده است. که طبق آن به این نتیجه می‌رسیم که در فوگاسیته ثابت اکسیژن (۴۰ تا ۶۰)، چنانچه اکتیویته گوگرد افزایش یابد محدوده پایداری آنتیموان نیز افزایش می‌یابد. (شکل ۵ - ۳) که در آن محدوده پایداری فازهای مختلف آنتیموان در نمودارهای Eh و Ph نمایش داده شده است، نشان دهنده‌ی این موضوع است که در شرایط اکسیدان Eh^+ فاز پایدار آنتیموان، اکسیدی است. هر چند که در این دیاگرام محدوده پایداری فاز سولفیدی مشخص نشده است ولی پایداری فاز سولفیدی به شرایط احیایی - قلیایی محدود می‌شود.



شکل ۵-۲: محدوده پایداری فازهای مختلف آنتیموان در نمودار Eh و Ph.

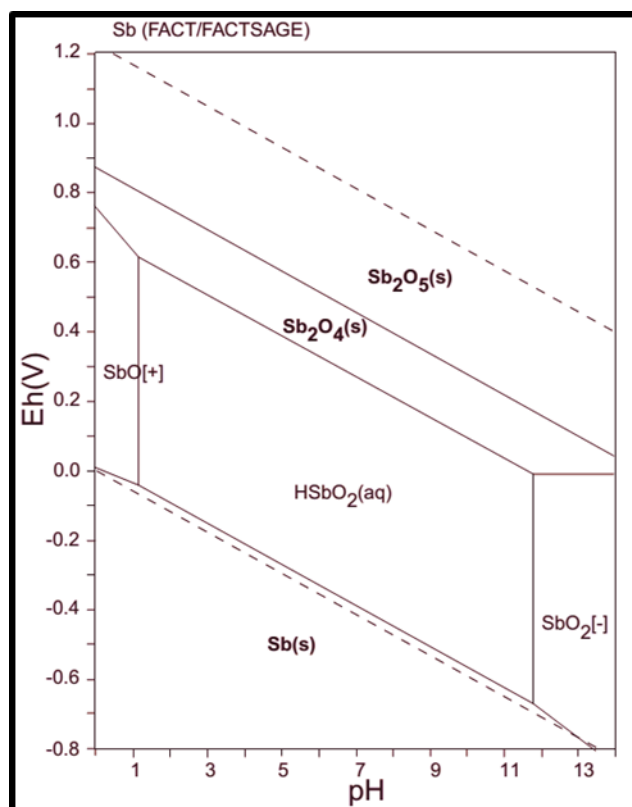
۵-۵- زمین‌شیمی سنگ میزبان

بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام گرفته بر روی مقاطع نازک برداشت شده از واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه (دارای رخنمون سطحی و گمانه‌ها)، جنس این واحدهای سنگی کنگلومرایی است. با توجه به تعریف گنگومرا که آن را سنگی آوارای دانه درشت (اندازه‌ی قطر دانه‌ها بیشتر از ۲ میلی‌متر) و حاصل تجمع ذرات سنگی با منشأ (آذرین، رسوبی، دگرگونی) دانسته‌اند (پروین، ۱۳۸۵). در صورت انجام مطالعات زمین‌شیمی بر روی این واحدها هریک از قطعات تشکیل دهنده مشخصات سنگ والد خود را نشان خواهند داد که با واقعیت سازگار نخواهد بود. افزون بر این هیچ روش زمین‌شیمی تاکنون برای مشخص کردن نوع کنگلومرا ابداع و مورد استفاده قرار نگرفته است.



شکل ۳-۵: دیاگرام $\text{pH} - \text{Log } f\text{O}_2$ در 150°C درجه سانتی گراد و محدوده پایداری استیبنیت که با خطوط تیره نشان داده شده است. در نمودار (A) $\sum aS = 0.001$ و (B) $\sum aS = 0.1$ و (C) $\sum aS = 0.001$ (Guillemette, 1991).

(Sb= antimony, Sb_2S_3 =Stibnite)



شکل ۵-۴: محدوده پایداری فازهای مختلف آنتیموان در نمودار Eh و Ph.

۵-۵- زمین‌شیمی کانسنگ

هدف از اکتشافات زمین‌شیمیایی به‌طور کلی، بررسی هاله‌های زمین‌شیمی است که این امر، در شناخت پتانسیل کانه‌زایی، تعیین مناسب‌ترین مکان‌ها برای عملیات حفاری، شناسایی و مشخص کردن نحوه پراکندگی عناصر در سطح و عمق، بررسی میزان همبستگی عناصر با هم بسیار مفید است. مجموعه این اهداف در نهایت ما را در درک بهتر فرایندهای تشکیل دهنده یک کانسار یاری می‌کند. در محدوده مورد مطالعه با توجه به این‌که کانه‌سازی هم در سطح و هم در عمق وجود دارد، مطالعه زمین‌شیمی کانسنگ، بر مبنای داده‌های لیتوژئوشیمیایی سطحی و حاصل از گمانه‌ها امکان پذیر می‌باشد. در چنین محیط‌هایی برای مطالعات زمین‌شیمی کانسار، نیاز به بررسی میزان پراکندگی و عیار کانی‌سازی این عنصر در نمونه‌های سطحی و عمقی است. در کانسار آنتیموان حیدرآباد، همان‌طور که قبلاً ذکر شد (رجوع شود به فصل دوم) اقدام به حفر ۶۰ حلقه گمانه به مترائ ۱۹۳۵,۳۵ شد که تعداد ۱۲۹ نمونه کانسنگی جهت مطالعات انتخاب که به روش‌های ICP-MS، برای عناصر اصلی و

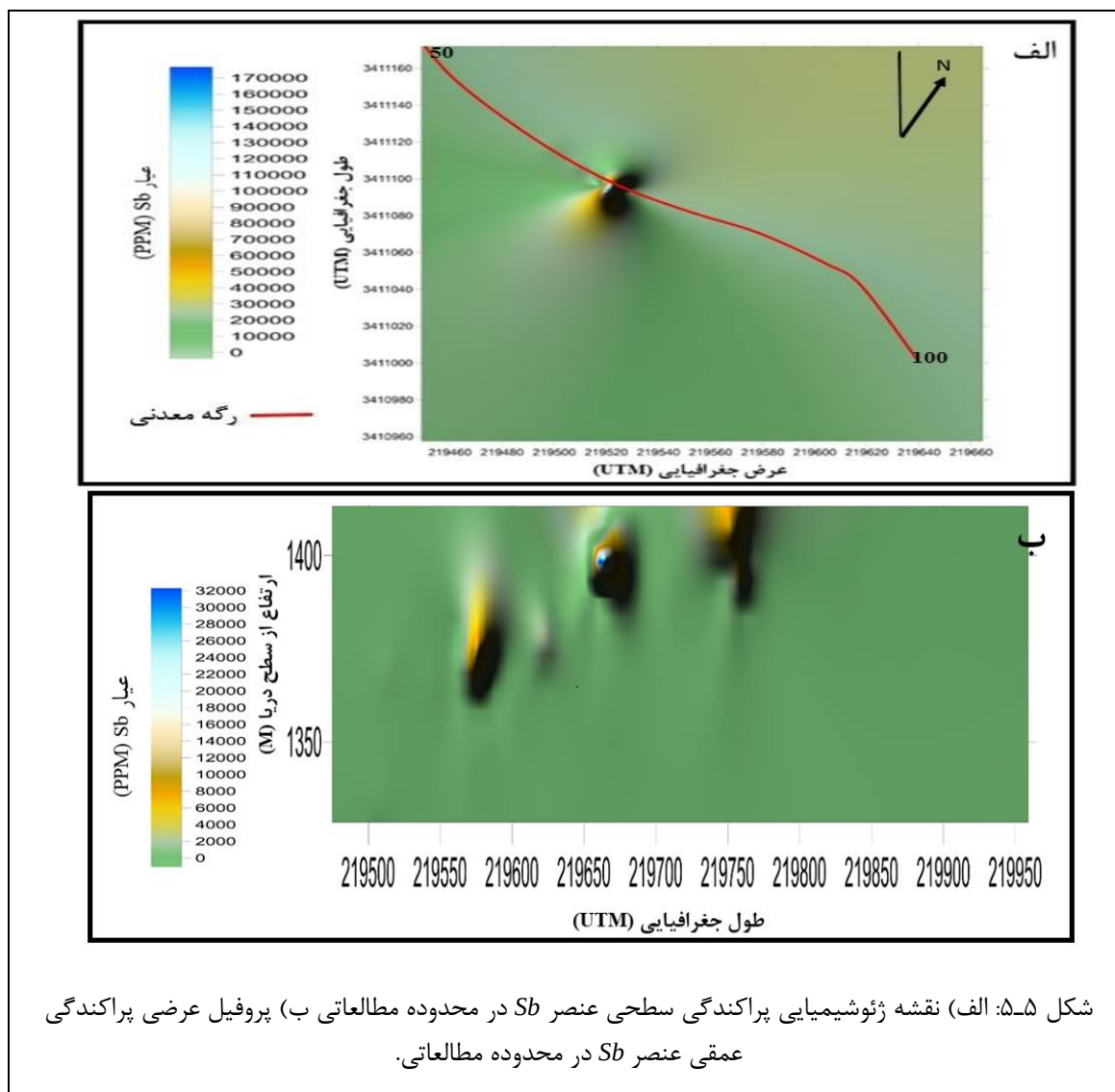
فرعی مورد آنالیز قرار گرفت، که پس از اعلام نتایج، به جهت بررسی پراکندگی عناصر در نمونه‌های سطحی و عمقی، اقدام به طراحی نمودارهای پراکندگی سطحی و پروفیل عرضی پراکندگی عناصر نسبت به عمق در نرم‌افزار Surfer نموده‌ایم، که در ادامه به تشریح آن پرداخته خواهد شد.

۵-۵-۱- بررسی آماری تک متغیره عناصر انتخابی کانسار

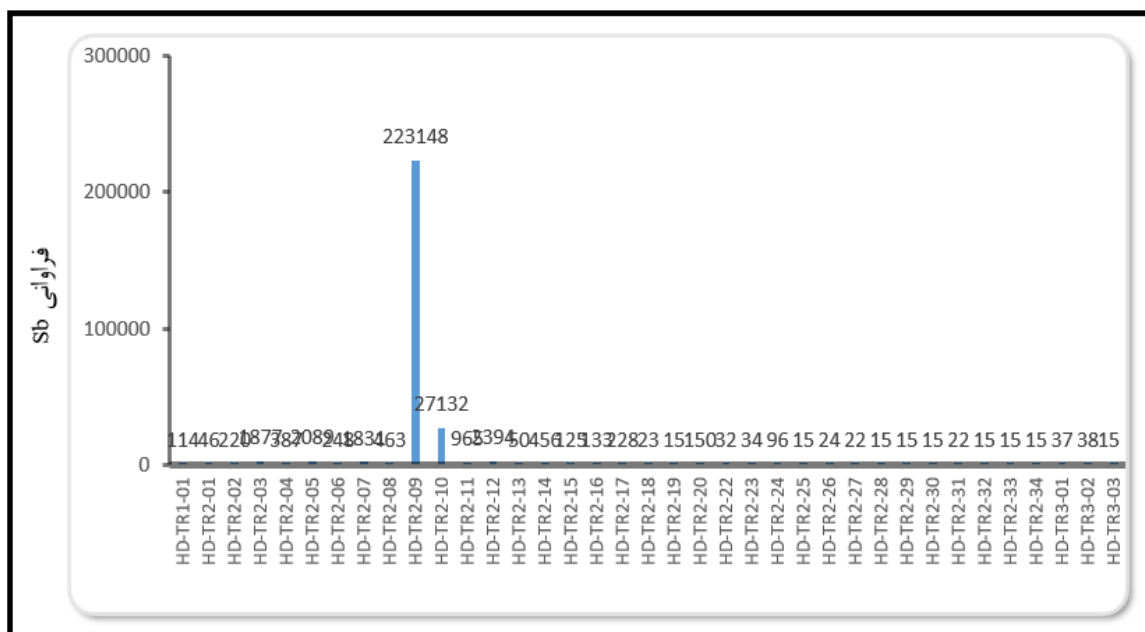
بر اساس اطلاعات حاصل از نتایج آنالیز ICP.MS ۱۲۹ نمونه‌ی کانسنگی (نمونه‌های سطحی (۳۰) نمونه) و عمقی (۹۹ نمونه))، برای ده عنصر آنتیموان، طلا، نقره، مس، آهن، منگنز، مولیبدن، سرب، روی، آرسنیک و گوگرد اقدام به طراحی نقشه‌های ژئوشیمیایی جهت بررسی الگوی پراکندگی و تغییر عیار این عناصر در محدوده رگه آنتیموان حیدرآباد و همچنین طراحی پروفیل عرضی از گمانه‌های حفرشده در این محدوده، جهت بررسی میزان پراکندگی عمقی عناصر ذکر شده، نموده‌ایم که در ادامه به بررسی آن‌ها خواهیم پرداخت.

• آنتیموان

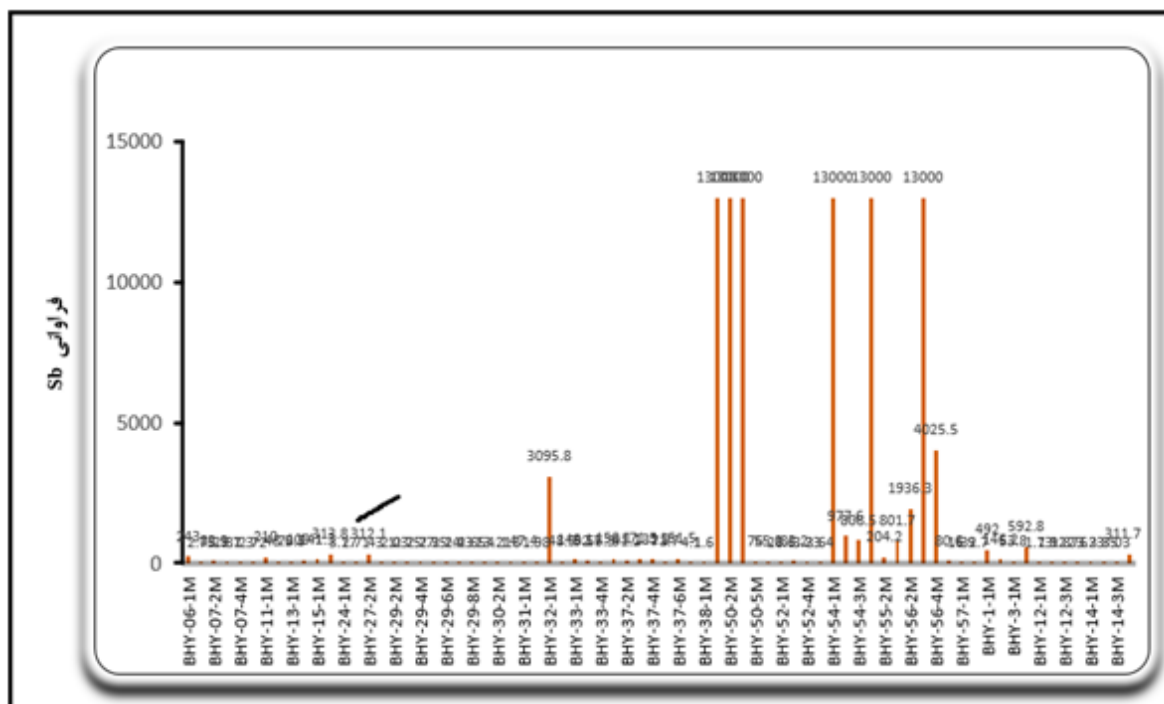
این عنصر در محدوده مورد مطالعه بیشتر به صورت کانه اولیه استیبنیت و در مواردی هم به صورت کانه‌های سوپرژن (ثانویه) مانند سنارمونیت و استیبکونیت دیده می‌شود. طبق نقشه‌های ژئوشیمیایی طراحی شده برای عنصر آنتیموان بر اساس نتایج آنالیز ICP-MS نمونه‌های کانسنگی، عیار این عنصر در (شکل ۵ - ۴، الف) ابتدای رگه کانه‌دار ۵۰ و در انتهای آن، ppm ۱۰۰ می‌باشد. همچنین بیشترین عیار آنتیموان در حدود ppm ۱۷۰۰۰۰ (۰/۱/۷) می‌باشد. بر اساس پروفیل عرضی طراحی شده در محدوده مطالعاتی برای نمونه‌های عمقی (شکل ۵ - ۵، ب)، بیشترین عیار این عنصر ppm ۳۲۰۰۰ (۰/۳۲) می‌باشد. نتایج فوق بیانگر این مطلب است که عیار عنصر آنتیموان با افزایش عمق در کانسار حیدرآباد کاهش می‌یابد.



بیشترین عیار آنتیموان در نمونه‌های سطحی مربوط به نمونه HD-TR2-09 (۲۲۳۱۴۸ ppm) (شکل ۵ - ۴) و در نمونه‌های عمقی مربوط به گمانه‌های حلقه BHY - 38 - 1M ، BHY - 50 - 1M ، BHY 50 - 2M ، 50 - 4M ، BHY - 54 - 1M و BHY - 56-3M (۱۳۰۰۰ ppm) می‌باشد (شکل ۵ - ۵).



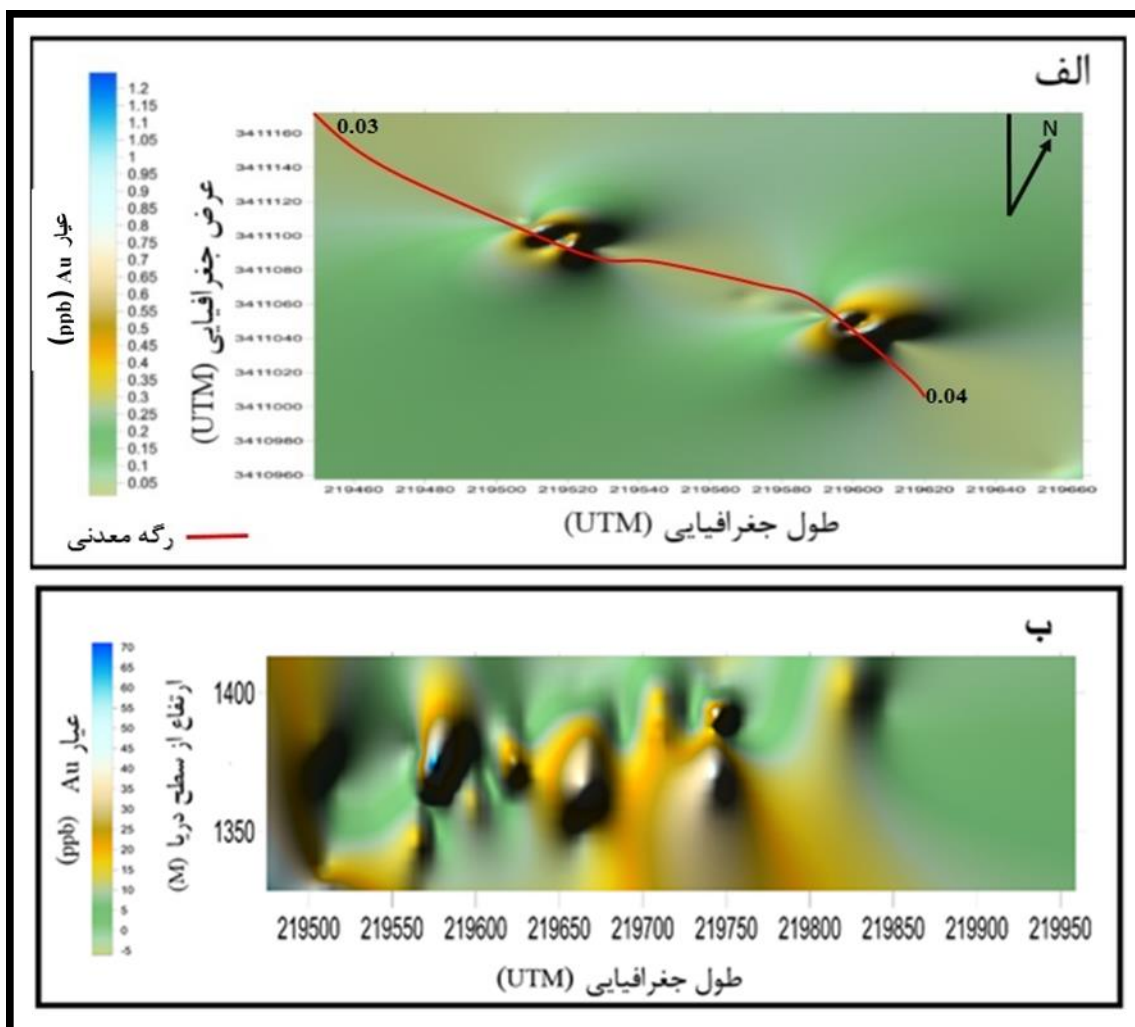
شکل ۵-۶: نمودار فراوانی عنصر آنتیموان در نمونه‌های سطحی بر اساس ppm.



شکل ۵-۷: نمودار فراوانی عنصر آنتیموان در نمونه‌های عمقی بر اساس ppm.

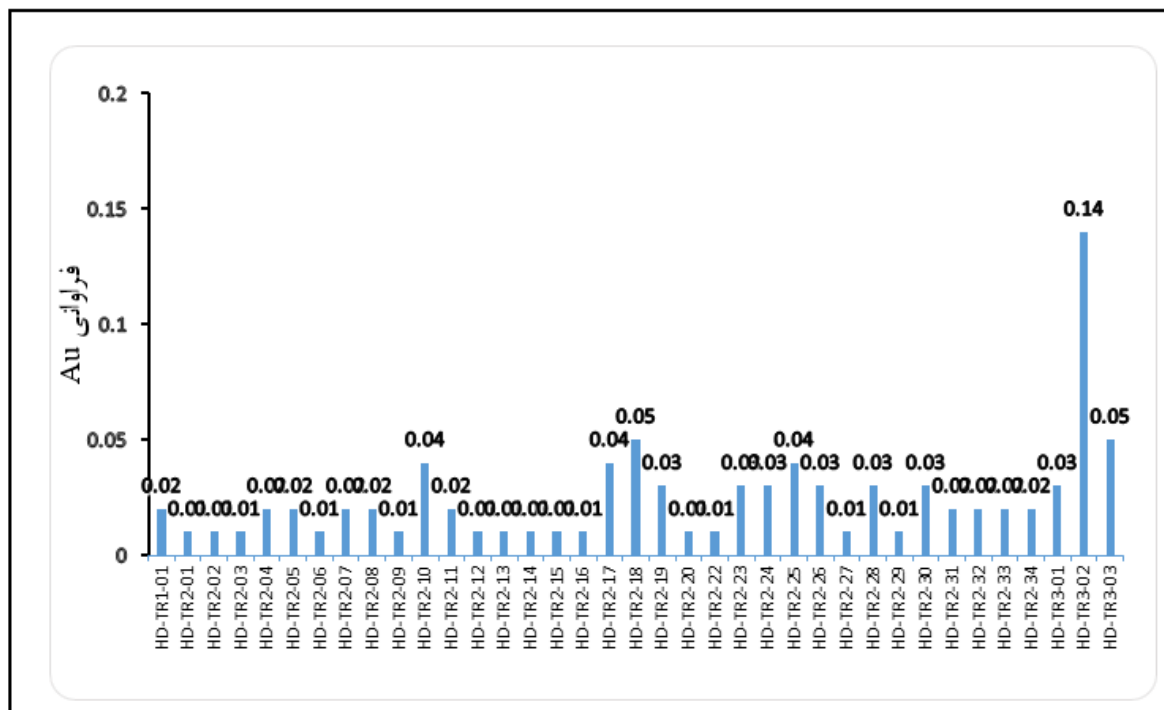
• طلا

این عنصر در محدوده مورد مطالعه به علت کمبود عیار توانایی کانه‌سازی نداشته و به‌صورت آزاد مشاهده نشده است، بلکه به‌صورت عنصری در ترکیب شیمیایی کانی‌های دیگر حضور دارد. بر اساس نقشه پراکندگی سطحی، عیار این عنصر در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب 0.03 و 0.04 ppb و بیشترین عیار آن بیشتر از $1/2$ می‌باشد (شکل ۵ - ۷ - الف). بیشترین عیار این عنصر بر اساس پروفیل عرضی طراحی شده در نمونه‌های عمقی (شکل ۵ - ۷ - ب)، برابر با 70 ppb می‌باشد. طبق این نتایج عنصر طلا با افزایش عمق در کانسار مطالعاتی افزایش می‌یابد.

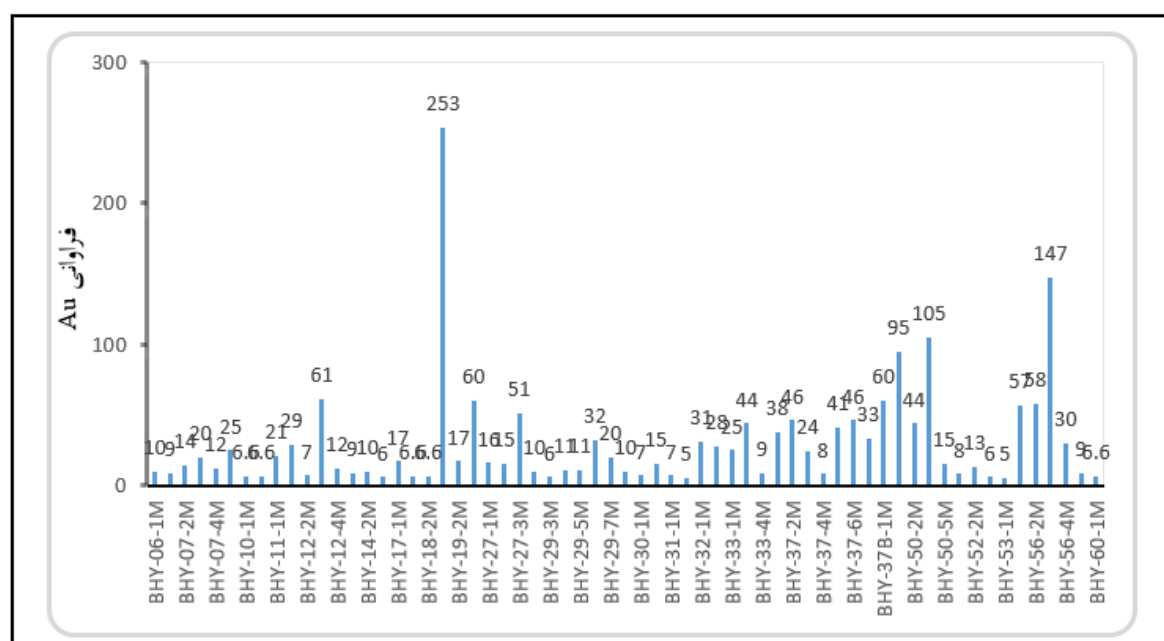


شکل ۸-۵: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Au در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Au در محدوده مطالعاتی.

بیشترین عیار طلا در نمونه‌های سطحی مربوط به نمونه HD-TR3-01 (۰/۱۴ ppb) (شکل ۵ - ۸) و در نمونه‌های عمقی مربوط به گمانه‌ی حلقه BHY - 19 - 1M (۲۵۳ ppb) می‌باشد (شکل ۵ - ۹).



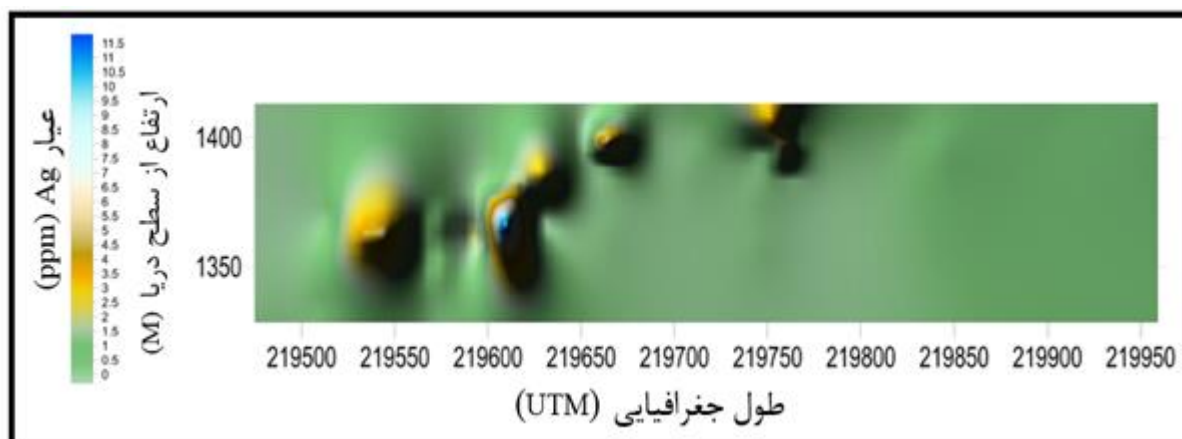
شکل ۵-۹: فراوانی عنصر طلا در نمونه‌های سطحی بر اساس ppb.



شکل ۵-۱۰: فراوانی عنصر طلا در نمونه‌های عمقی بر اساس ppb.

• نقره

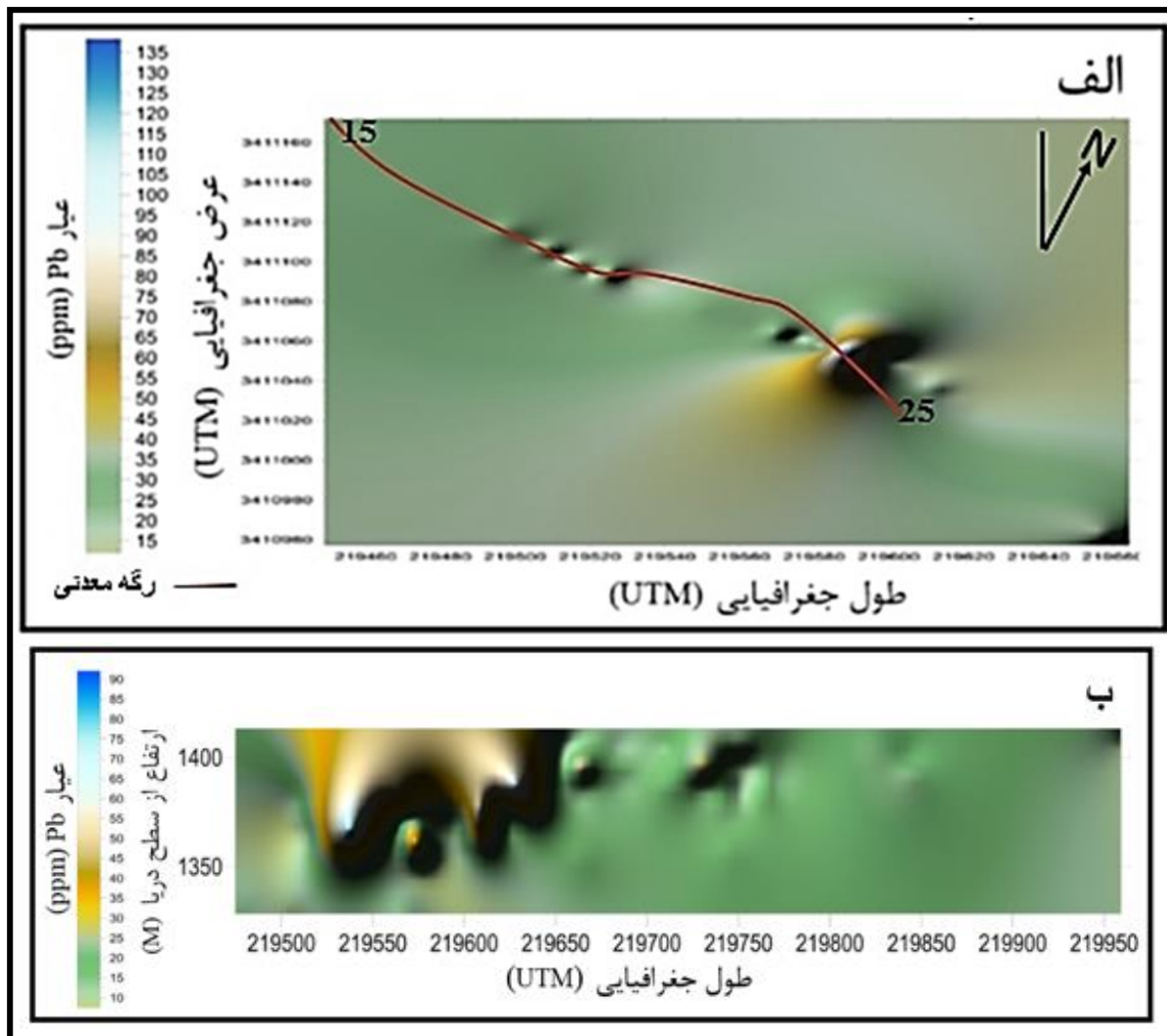
این عنصر در محدوده مورد مطالعه، در نمونه‌های سطحی هیچ‌گونه عیاری را نشان نداده است اما در نمونه‌های عمقی و پروفیلی عرضی پراکندگی عمقی بیشترین عیار این عنصر در حدود ۱۱/۵ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۰).



شکل ۵- ۱۱: پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Ag در محدوده مطالعاتی.

• سرب

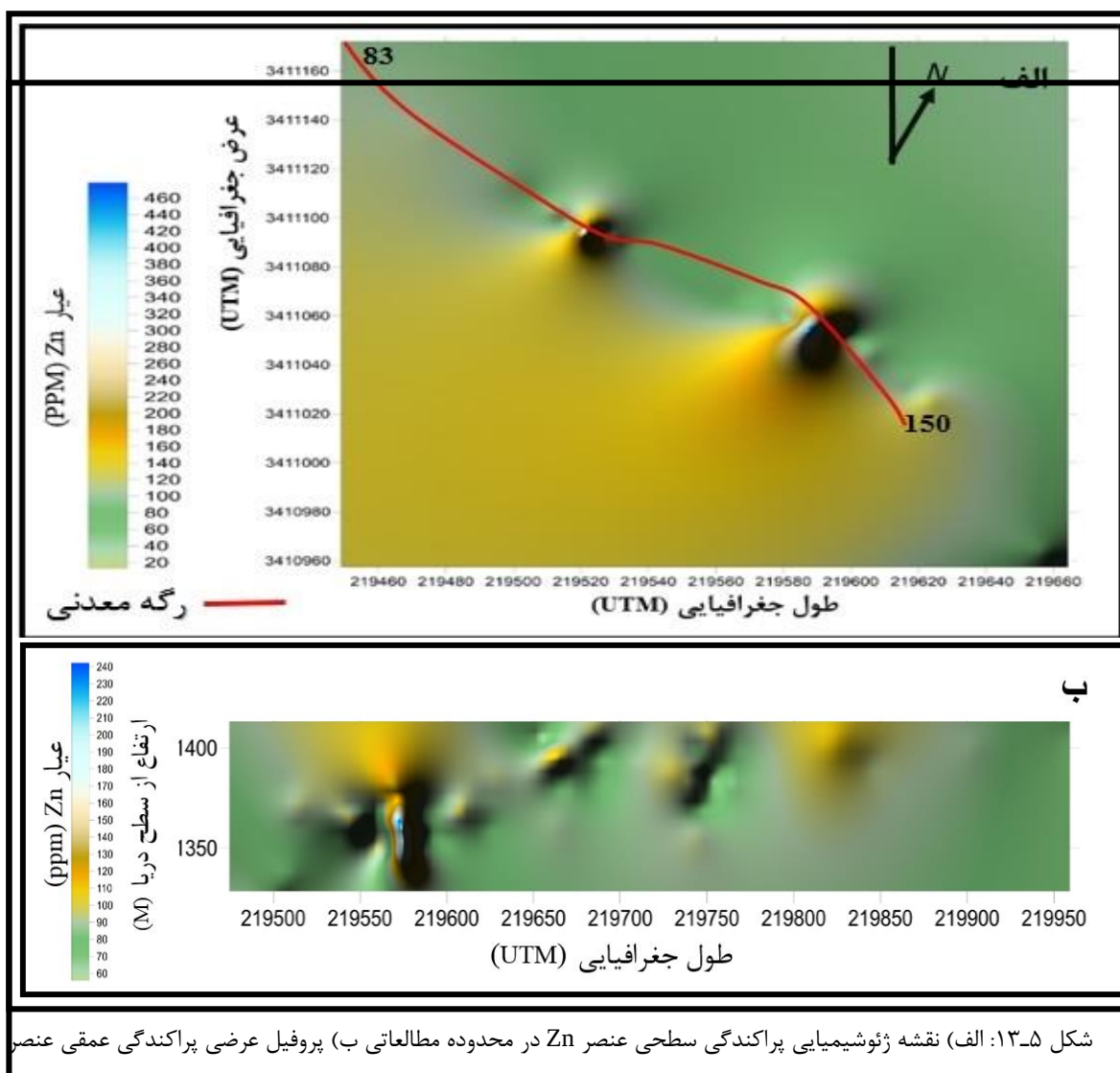
بر مبنای نقشه پراکندگی سطحی، عیار سرب در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۱۵ ppm و ۲۵ ppm و بیشترین عیار آن در حدود ۱۳۵ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۱ - الف). بر اساس پروفیل عرضی طراحی شده جهت بررسی الگوی پراکندگی عمقی سرب، بیشترین عیار این عنصر در حدود ۹۰ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۱ - ب). عیار سرب با افزایش عمق، کاهش می‌یابد.



شکل ۵-۱۲: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Pb در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Pb در محدوده مطالعاتی.

• روی

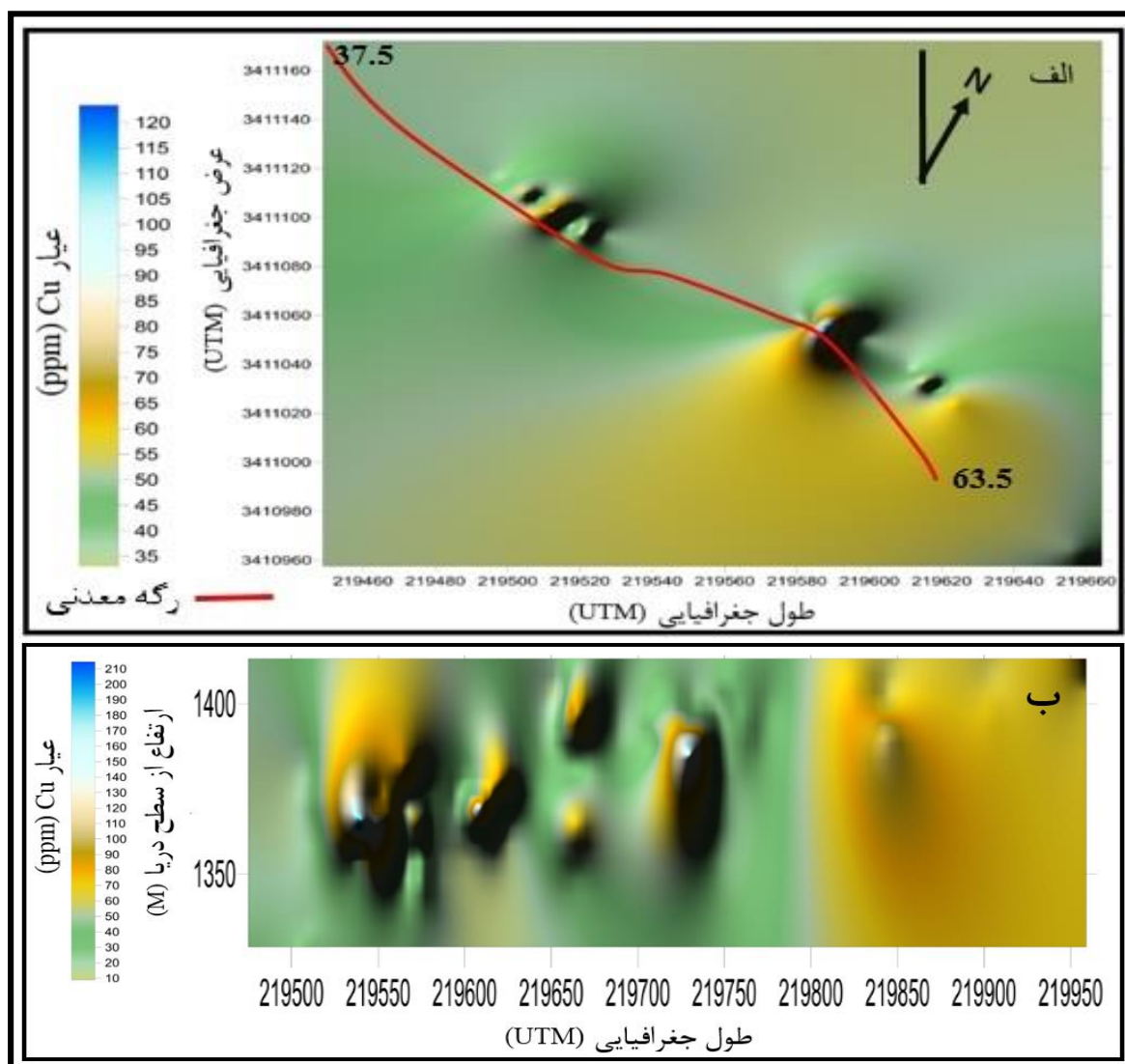
عیار این عنصر در محدوده مورد مطالعه بر مبنای نقشه پراکندگی سطحی، در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۸۳ و ۱۵۰ ppm و بیشترین عیار آن در حدود ۴۶۰ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۲ - الف). بر اساس پروفیل عرضی مربوط به پراکندگی عمقی عنصر روی، بیشترین عیار این عنصر در حدود ۲۴۰ ppm است (شکل ۵ - ۱۲ - ب). عیار روی در محدوده مطالعاتی، با افزایش عمق کاهش می‌یابد.



Zn در محدوده مطالعاتی.

• مس

بر اساس نقشه پراکندگی سطحی، عیار مس در ابتدای رگه کانه‌دار ۳۷/۵ و در انتهای آن ۶۳/۵ ppm و بیشترین عیار این عنصر در نمونه‌های سطحی در حدود ۱۲۰ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۳ - الف). طبق الگوی پراکندگی عمقی در پروفیل عرضی نمونه‌های عمقی، بیشترین عیار عنصر در حدود ۲۱۰ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۳ - ب). عیار مس با در کنسار مورد مطالعه با افزایش عمق، افزایش می‌یابد.

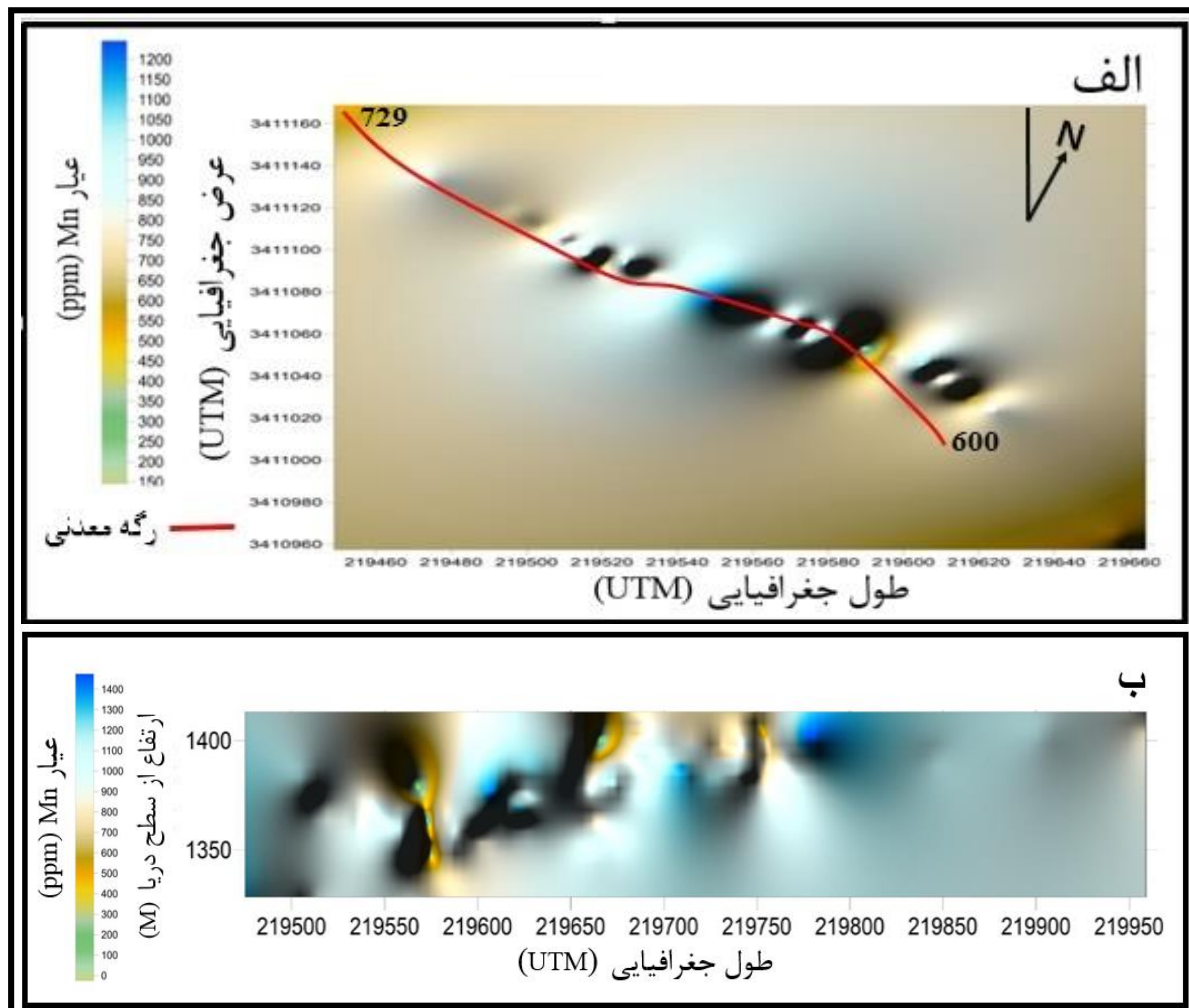


شکل ۵-۱۴: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Cu در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Cu در محدوده مطالعاتی.

• منگنز

عیار این عنصر در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۷۲۹ و ۶۰۰ ppm است که بر اساس (شکل ۵ - ۱۴ - الف)، بیشترین عیار عنصر منگنز در حدود ۱۲۰۰ ppm می‌باشد. جهت بررسی الگوی پراکندگی عمقی عنصر منگنز با طراحی پروفیل عرضی در محدوده مطالعاتی، بیشترین عیار منگنز در

حدود ۱۴۰۰ ppm تعیین شده است (شکل ۵ - ۱۴ - ب). در کانسار مورد مطالعه، عیار منگنز با افزایش عمق، افزایش می‌یابد.

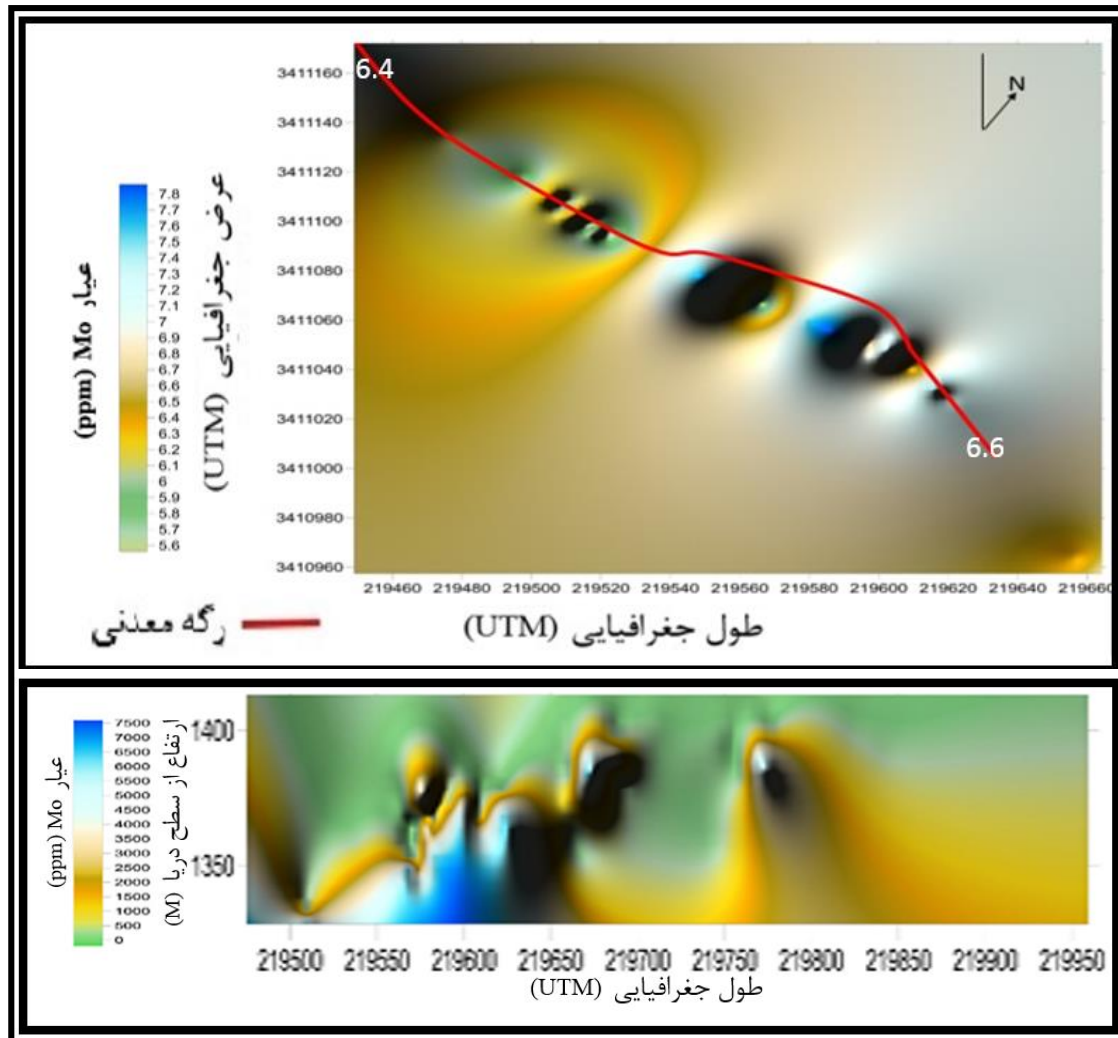


شکل ۵-۱۵: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Mn در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Mn در محدوده مطالعاتی.

• مولیبدن

بر مبنای نقشه پراکندگی سطحی، عیار عنصر مولیبدن در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۶/۴ و ۶/۶ ppm و بیشترین عیار آن در حدود ۷/۶ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۵ - الف). جهت بررسی الگوی پراکندگی عمقی اقدام به طراحی پروفیل عرضی در منطقه شده است که بر اساس این پروفیل رسم

شده، بیشترین عیار نمونه‌های عمقی برای مولیبدن به ترتیب برابر با ۷۵۰۰ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۵ - ب). مولیبدن با افزایش عمق، افزایش می‌یابد.

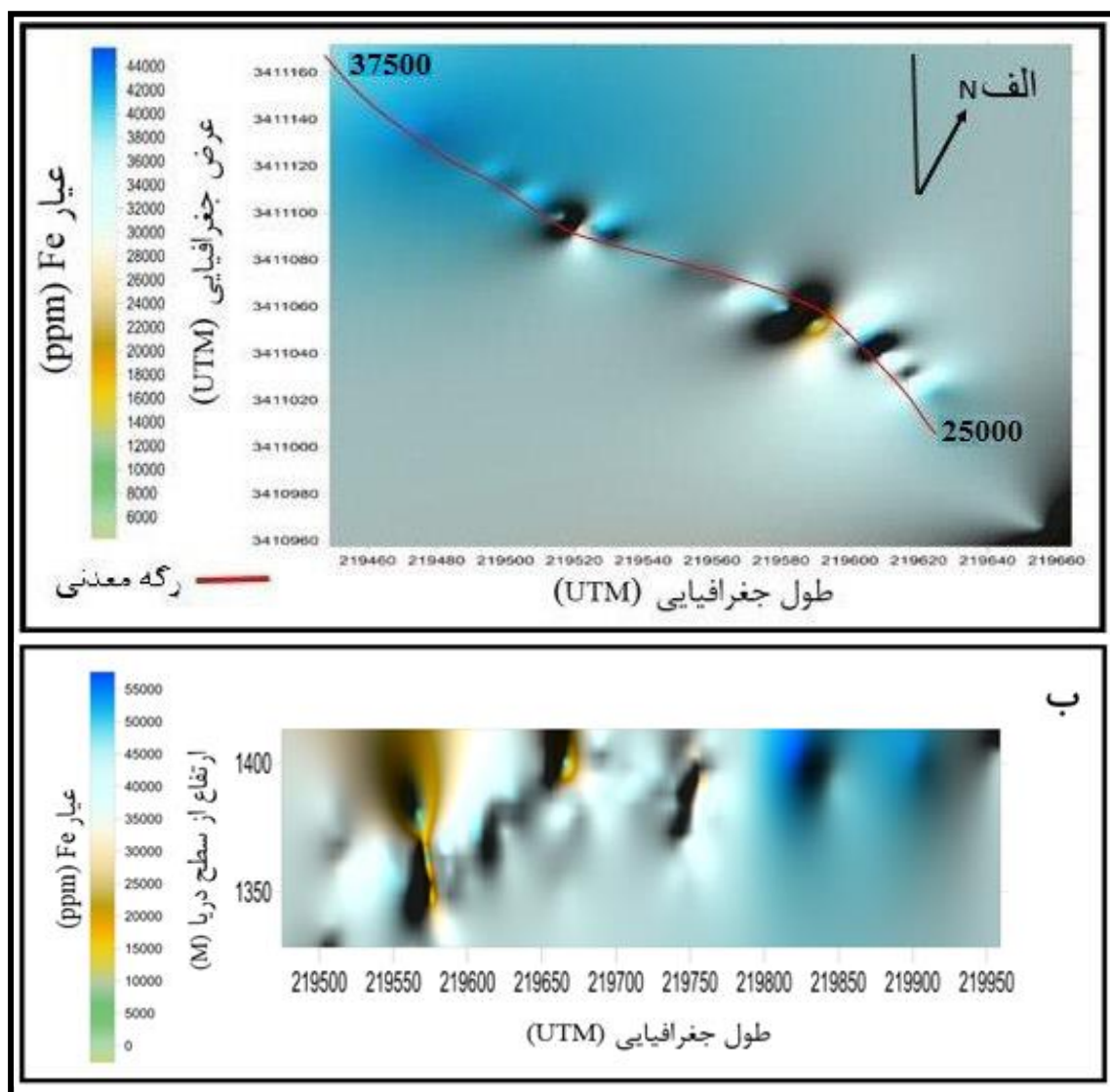


شکل ۵-۱۶: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Mo در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Mo در محدوده مطالعاتی.

• آهن

بر اساس نقشه پراکندگی سطحی (شکل ۵ - ۱۶ - الف)، عیار این عنصر در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۳۷۵۰۰ (۰/۳۷۵٪) و ۲۵۰۰۰ ppm (۰/۲۵٪) است. همچنین بیشترین عیار آهن در این نقشه در حدود ۴۴۰۰۰ ppm (۰/۴۴٪) می‌باشد. طبق پروفیل عرضی طراحی شده جهت بررسی عیار

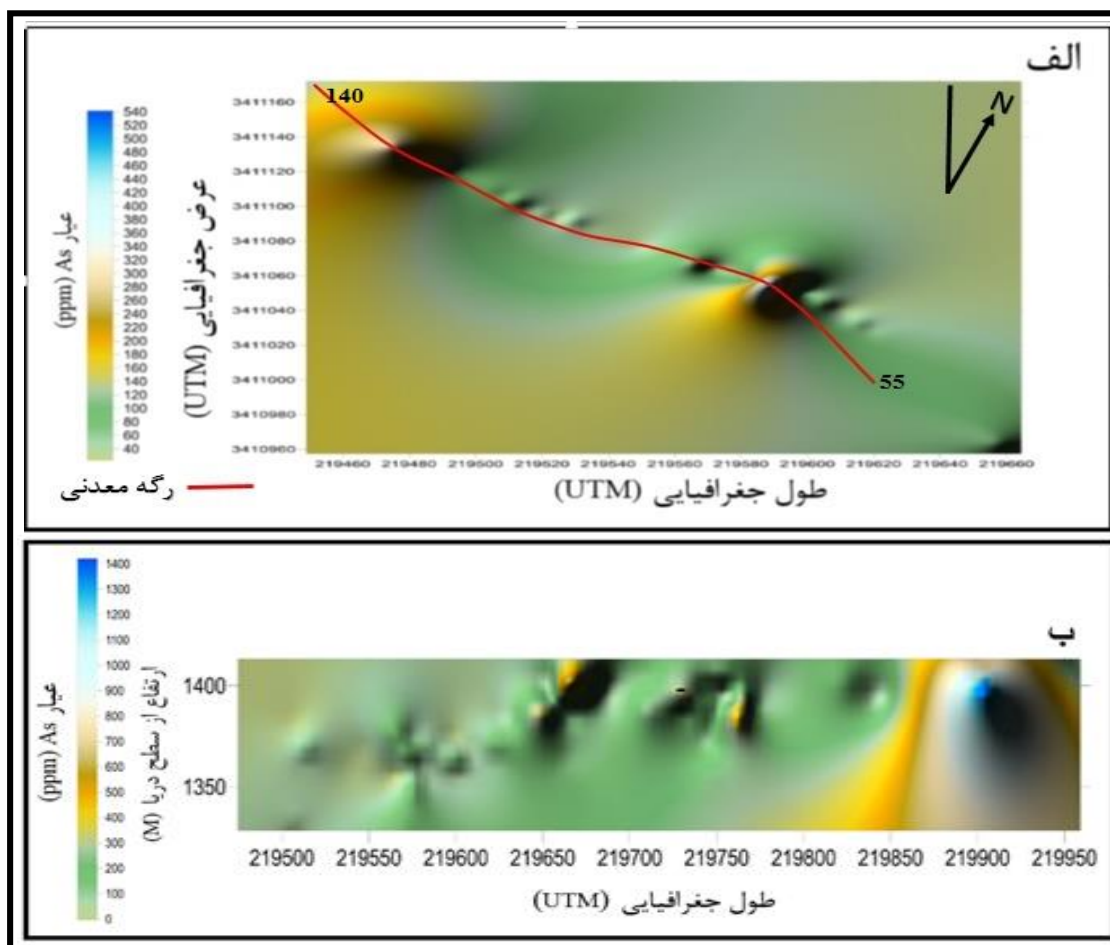
عنصر آهن در نمونه‌های عمقی (شکل ۵ - ۱۶ - ب)، بیشترین عیار این عنصر در حدود ۵۵۰۰۰ ppm (۵۵٪) تعیین شده است. در کانسار مورد مطالعه، عیار آهن با افزایش عمق، افزایش می‌یابد.



شکل ۵-۱۷: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر Fe در محدوده مطالعاتی ب) پروفیل عرضی پراکندگی عمقی عنصر Fe در محدوده مطالعاتی.

• آرسنیک

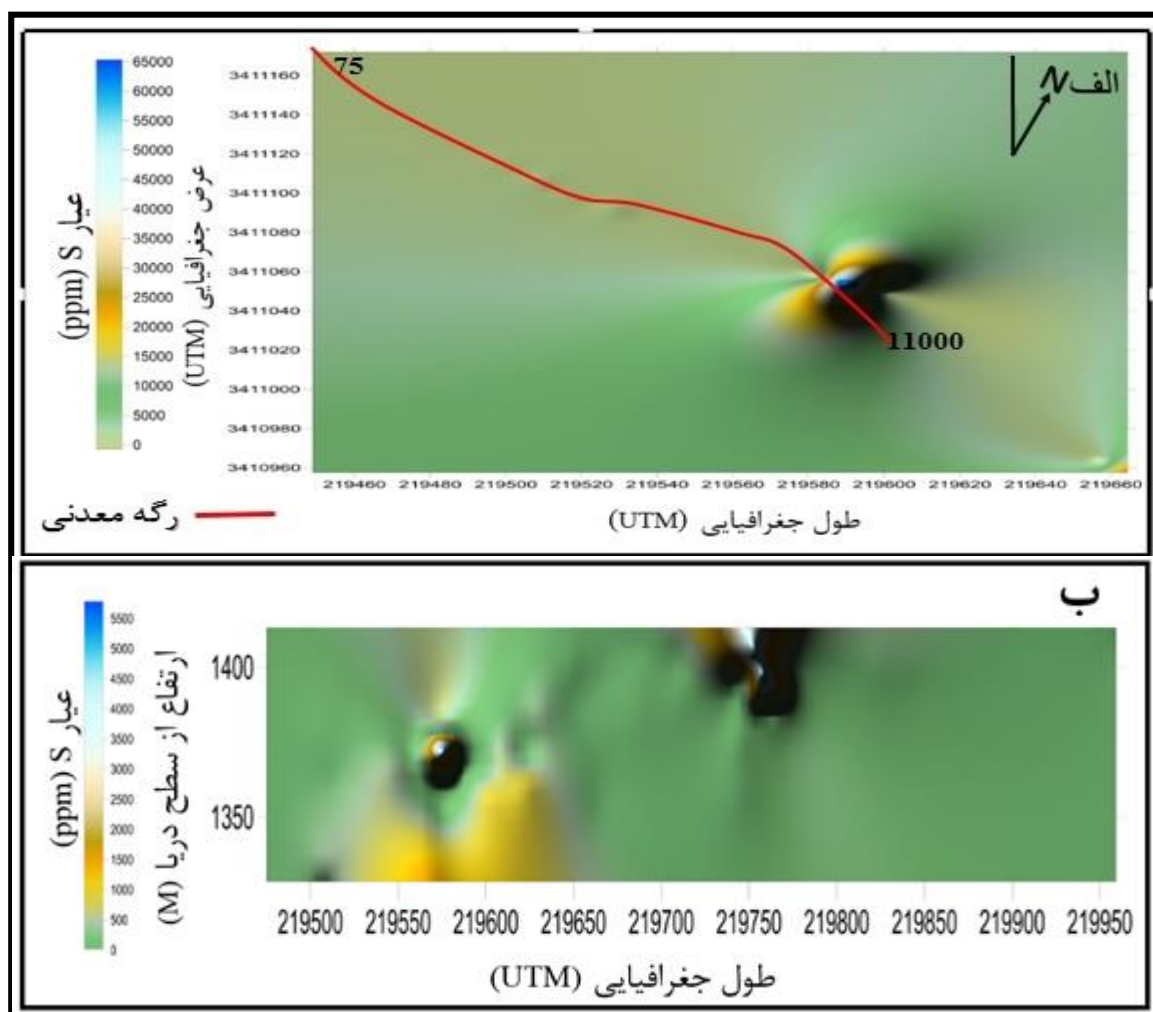
در نقشه پراکندگی سطحی، عیار این عنصر در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۱۴۰ و ۵۵ ppm و بیشترین عیار آن در حدود ۵۴۰ ppm می‌باشد (شکل ۵-۱۷-الف). با توجه به الگوی پراکندگی عمقی این عنصر در پروفیل عرضی تهیه شده (شکل ۵-۱۷-ب) بیشترین عیار آن ۱۴۰۰ ppm است. که طبق این اطلاعات عیار آرسنیک با افزایش عمق، روند افزایشی دارد. آرسنیک یکی از بهترین عناصر ردیاب برای اکتشاف ذخایر هیدروترمالی است، به ویژه در سیستم‌هایی که آرسنیک به همراه جیوه و آنتیموان در بالای سیستم متمرکز شده و گسترش آنومالی آن، تا زون طلادار ادامه پیدا می‌کند (Carranza, E.J. M., 2008). با توجه به این موضوع می‌توان گفت احتمال وجود طلا در عمق در این محدوده وجود دارد.



شکل ۵-۱۸: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر As در منطقه مورد مطالعه ب) پروفیل عرضی از منطقه مورد مطالعه که میزان پراکندگی عنصر As را در عمق نشان می‌دهد.

• گوگرد

بر مبنای نقشه پراکندگی سطحی، عیار گوگرد در ابتدا و انتهای رگه کانه‌دار به ترتیب ۷۵ و ۱۱۰۰۰ ppm و بیشترین عیار این عنصر در حدود ۶۵۰۰۰ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۱۸ - الف). بر اساس پروفیل عرضی طراحی شده برای بررسی الگوی پراکندگی عیار عنصر گوگرد (شکل ۵ - ۱۸ - ب) بیشترین عیار آن در نمونه‌های عمقی در حدود ۵۵۰۰۰ ppm می‌باشد که این نتایج، برای گوگرد روند کاهشی با افزایش عمق را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۹: الف) نقشه ژئوشیمیایی پراکندگی سطحی عنصر S در محدوده مورد مطالعه، ب) پروفیل عرضی محدوده مورد مطالعه نشان دهنده‌ی میزان پراکندگی عنصر S در عمق.

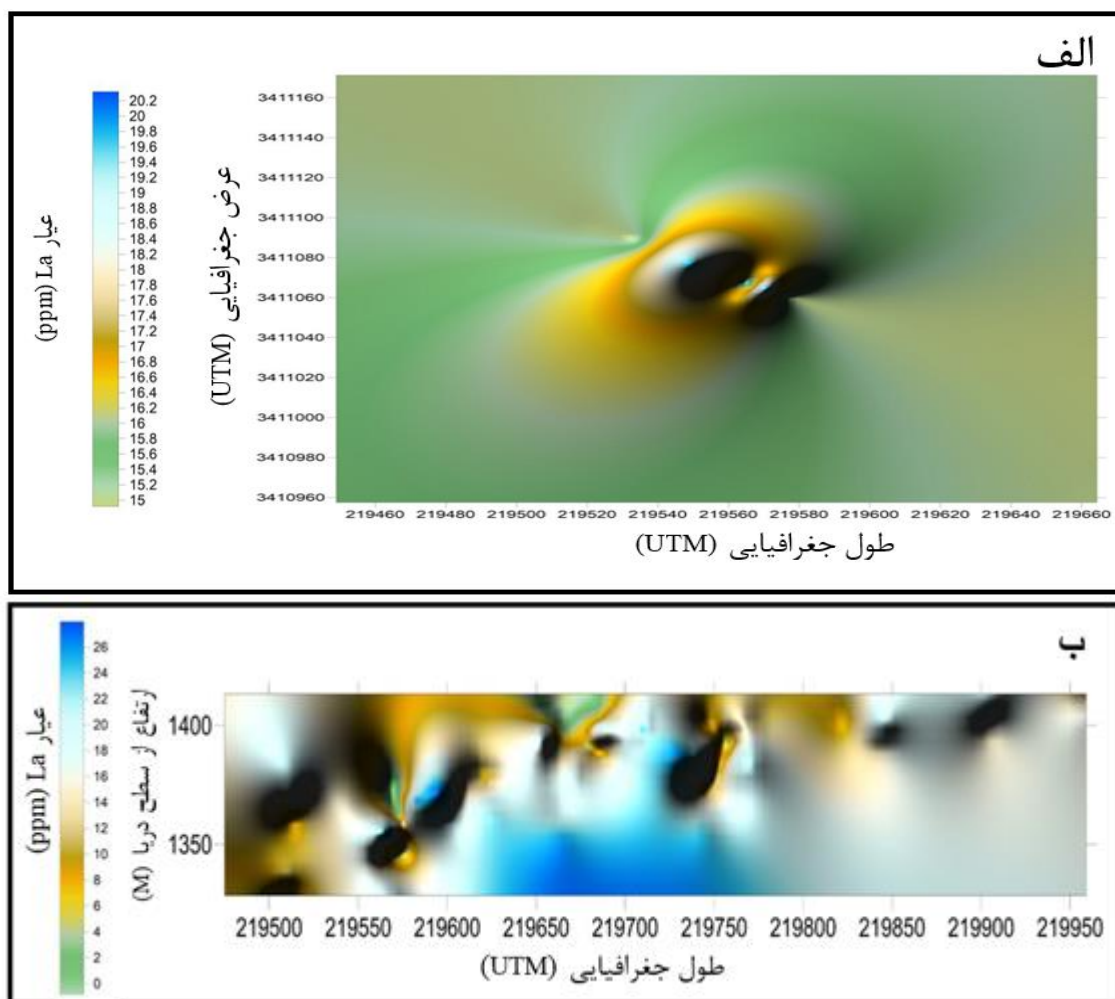
طبق بررسی‌های صورت گرفته بر روی رفتار عناصر ذکر شده در محدوده مورد مطالعه، رفتار عناصر Fe, Mn و Zn تحت تأثیر فرایندهای غیر کانی‌زایی مانند سنگ‌زایی یا فرایندهای ثانویه متعارف در منطقه است (یعقوب‌پور و اسدی کرم، ۱۳۸۴).

۵-۶-۲- عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی (REE) کاربردهای فراوانی در زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی دارند. این عناصر شامل سری فلزات با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱، یعنی از La تا Lu (۱۵ عنصر) می‌باشند (Dubini and Uspenskaya, 2006). تمام عناصر نادر خاکی دارای خواص شیمیایی و فیزیکی مشابهی هستند. دلیل آن نیز این است که همه‌ی آن‌ها دارای یون‌های پایدار 3^+ که اندازه‌های مشابهی دارند، هستند. تعداد کمی از عناصر نادر خاکی دارای حالت اکسیداسیون غیر از 3^+ هستند، که مهم‌ترین آن‌ها در زمین‌شناسی Eu^{2+} و Ce^{3+} می‌باشند. این دو کاتیون نسبت به حالت اکسیداسیون 3^+ به ترتیب دارای اندازه‌های کوچک‌تر و بزرگ‌تری می‌باشند. REE ها دارای اختلافات کوچکی در رفتار زمین‌شیمیایی هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه‌ی یونی با افزایش عدد اتمی است. این اختلافات کوچک که از نظر رفتار و اندازه در بین عناصر نادر خاکی وجود دارد، باعث می‌شود که این عناصر توسط برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. هیچ رابطه‌ی ساده‌ای بین درجه تحرک عناصر نادر خاکی و نوع سنگ وجود ندارد که این بر عوامل کنترل‌کننده‌ی کانی‌شناختی و سیال تأکید می‌کند. معمولاً به عناصری از این گروه که دارای عدد اتمی پایینی هستند، عناصر نادر خاکی سبک یا LREE (از La تا Sm) و عناصری که دارای عدد اتمی بالایی هستند، عناصر نادر خاکی سنگین یا HREE (از Gd تا Lu) و به عناصری که اعضای میانی یا MREE (از Sm تا Ho) این گروه هستند، عناصر نادر خاکی متوسط اطلاق می‌شود (کریم زاده ثمرین، ۱۳۸۱).

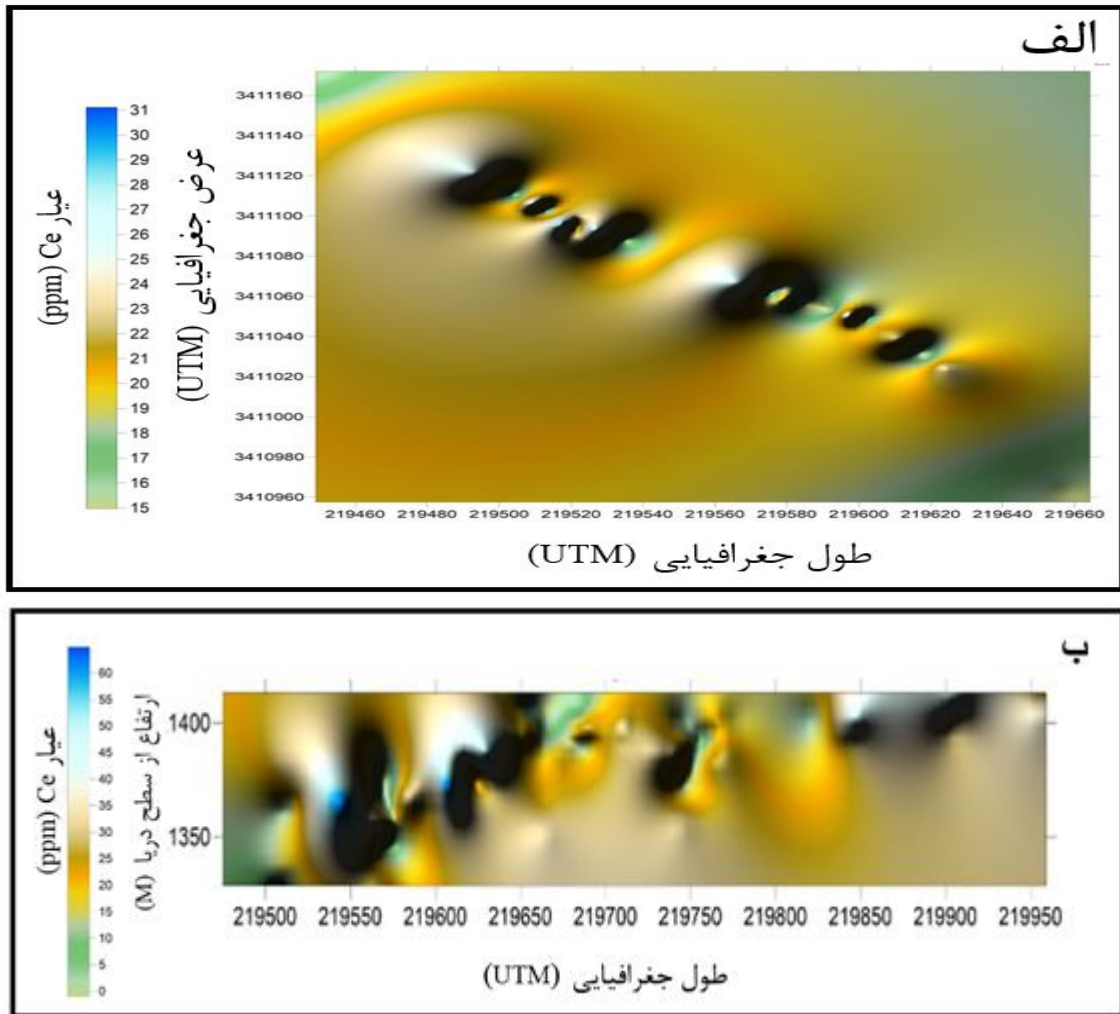
این عناصر می‌توانند توسط برخی از فرایندهای پترولوژیکی و کانی‌شناسی و فرآیندهایی مانند اثر سیالات گرمایی که باعث ایجاد دگرسانی، کانی‌سازی و ... می‌شود، از یکدیگر تفکیک شوند. این

تفکیک، ابزاری مهم برای شناسایی و فهم فرآیندها و محیط‌های زمین‌شیمیایی فراهم می‌نماید. در ادامه به معرفی، بررسی توزیع و پراکندگی این عناصر در محدوده مورد مطالعه می‌پردازیم. این عناصر در منطقه مورد مطالعه، و در تعداد ۳۰ نمونه سطحی و ۹۹ نمونه عمقی برداشت شده از واحدهای کانسنگی، مورد بررسی قرار گرفته است. براساس این مطالعات نقشه پراکندگی سطحی و عمقی برای این عناصر در محدوده مورد مطالعه تهیه شده است. بر مبنای داده‌های حاصل از آنالیز نمونه‌ها، دو عنصر La و Ce از خانواده عناصر نادر خاکی مورد بررسی قرار گرفته است. که در نمونه‌های سطحی، بیشترین عیار عنصر La در حدود ۲۰/۸ ppm است (شکل ۵ - ۱۹ - الف) و برای عنصر Ce بیشترین عیار در نمونه‌های سطحی در حدود ۳۱/۲ ppm است (شکل ۵ - ۲۰ - الف). و برای نمونه‌های عمقی بیشترین عیار عنصر La در حدود ۲۷ ppm (شکل ۵ - ۲۰ - ب) و برای Ce در حدود ۶۴ ppm می‌باشد (شکل ۵ - ۲۰ - ب).



شکل ۵-۲۰: الف) نقشه پراکندگی سطحی عنصر La در محدوده مورد مطالعه، ب) پروفیل عرضی محدوده مورد

مطالعه نشان دهنده‌ی میزان پراکندگی عنصر La در عمق.



شکل ۲۱-۵: الف) نقشه پراکندگی سطحی عنصر Ce در محدوده مورد مطالعه، ب) پروفیل عرضی محدوده مورد مطالعه نشان دهنده‌ی میزان پراکندگی عنصر Ce در عمق.

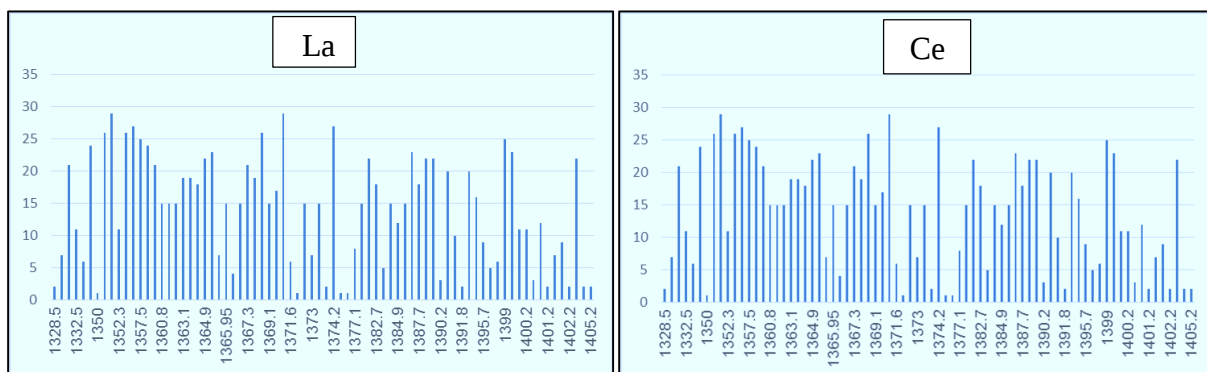
الف) بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی (Ce و La) در محدوده مورد مطالعه

در ادامه به بررسی اثر عمق و دگرسانی‌های موجود در محدوده مطالعاتی بر روند تغییرات عناصر

نادر خاکی (Ce و La) خواهیم پرداخت.

❖ اثر عمق بر میزان تغییرات عیار عناصر

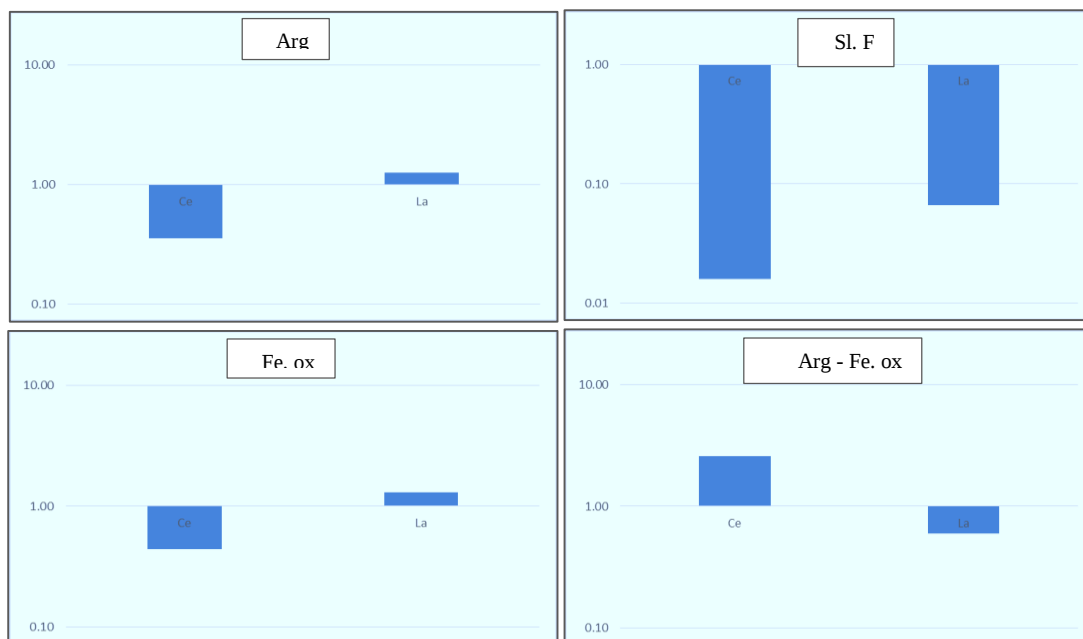
بر اساس نتایج به دست آمده از آنالیز نمونه‌های کانسنگی، عیار La و Ce از خانواده عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عمق، برخلاف عناصر مورد بررسی که با افزایش عمق تغییر عیار هدمند و منظمی را نشان می‌دهند، دارای افزایش یا کاهش هدمند و منظمی نمی‌باشند (شکل ۵ - ۲۱).



شکل ۲۲-۵: بررسی اثر عمق بر میزان تغییرات عیار عناصر نادر خاکی سبک (Ce و La).

❖ اثر دگرسانی بر میزان تغییرات عیار دو عنصر La و Ce

پس از بررسی اثر دگرسانی بر میزان تغییرات عیار دو عنصر La و Ce، عیار این دو عنصر نسبت به نوع دگرسانی (آرژیلیکی، سیلیسی شدن، هماتیتی - آرژیلیکی و اکسید - هیدروکسید آهن) دارای میزان افزایش یا کاهش هدمند و منظم می‌باشد (شکل ۵ - ۲۲). در دگرسانی آرژیلیک دو عنصر La و Ce به ترتیب دارای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی شده‌اند. در دگرسانی سیلیسی شدن هر دو عنصر La و Ce دارای تهی‌شدگی، در دگرسانی هماتیتی دو عنصر La و Ce به ترتیب دارای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی و در دگرسانی هماتیتی - آرژیلیکی دو عنصر La و Ce به ترتیب دارای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی می‌باشند (شکل ۵ - ۲۲).



شکل ۵-۲۳: بررسی اثر دگرسانی (آرژیلیکی، سیلیسی شدن، هماتیتی - آرژیلیکی و هماتیتی) بر میزان تغییرات عیار عناصر La و Ce.

۵-۷- بررسی آماری چند متغیره

ضریب همبستگی و بررسی تغییرات آن در مراحل اکتشافی و به ویژه در اکتشافات ژئوشیمیایی کاربرد گسترده‌ای دارد. برای محاسبه ضرایب همبستگی از توابع ضریب همبستگی پیرسون که یک تابع توزیع نرمال می‌باشد استفاده شده است، که نتایج مربوط به آن به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جدول ۵-۱ آمده است. این ماتریس‌ها با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی ICP. MS ۱۲۹ نمونه کانسنگی از نمونه‌های سطحی و عمقی برای تمام نمونه‌ها بدون در نظر گرفتن محل نمونه‌برداری (سطحی و عمقی) در محدوده مطالعاتی محاسبه شده است. مشابه همین بررسی با توجه به محل نمونه‌برداری، برای هر کدام (سطحی و عمقی) به طور جداگانه محاسبه شده است. که به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جداول ۵-۲ و ۵-۳ آورده شده است. با توجه به ماتریس ضرایب همبستگی عناصر می‌توان وابستگی یا عدم وابستگی عناصر را مشاهده نمود.

جدول ۲-۵: ضریب همبستگی پیرسون برای بعضی عناصر بر اساس داده‌های کل کانسنکی زمین‌شیمیایی.

Element	Sb	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo	Fe	As	S
Sb	1									
Au	-.123	1								
Ag	0.286	-0.687	1							
Pb	.040	-0.353	0.556	1						
Zn	0.2	-.111	0.177	0.434	1					
Cu	0.232	-0.246	0.434	0.513	0.378	1				
Mo	-0.249	.144	-.069	-.111	-.090	-0.212	1			
Fe	-0.233	.046	-.158	-0.212	-0.351	-0.298	.158	1		
As	0.305	.012	-.085	.012	0.217	0.182	-.135	-0.323	1	
S	-.043	-.081	.146	.138	-0.242	-.110	.158	0.641	-0.186	1

جدول ۳-۵: ضرایب همبستگی پیرسون برای بعضی عناصر بر اساس داده‌های سطحی کانسنکی زمین‌شیمیایی.

Element	Sb	Au	Pb	Zn	Cu	Mo	Fe	As	S
Sb	1								
Au	-.308	1							
Pb	.132	-.129	1						
Zn	0.388	-0.522	0.452	1					
Cu	.121	-.323	0.423	0.589	1				
Mo	-0.594	.147	.089	.073	.291	1			
Fe	.028	-0.446	-0.36	.040	-0.423	-.195	1		
As	-.074	-.085	0.668	0.521	0.541	.267	-.192	1	
S	-.159	.260	0.641	-.079	.268	.246	-0.619	0.396	1

جدول ۴-۵: ضرایب همبستگی پیرسون برای بعضی عناصر کانه‌ساز بر اساس داده‌های عمقی کانسنگی زمین‌شیمیایی

	Sb	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo	Fe	As	S
Sb	1									
Au	.100	1								
Ag	0.27	0.228	1							
Pb	-.033	0.457	0.627	1						
Zn	.103	0.998	0.226	0.45	1					
Cu	0.236	0.419	0.499	0.54	0.41	1				
Mo	-0.278	-.150	-.113	-.142	-.149	-0.226	1			
Fe	-0.287	-0.575	-0.311	-0.271	-0.592	-0.316	.157	1		
As	0.376	.184	-.067	-.084	.183	.160	-.140	-0.329	1	
S	-.053	-0.427	.033	-.094	-0.439	-0.204	.179	0.777	-0.286	1

۵-۷-۱- تفسیر و نتیجه گیری ضرایب همبستگی در کانسار آنتیموان حیدرآباد

❖ تفسیر ضرایب همبستگی در حالت کلی

در کانسارهای آنتیموان، بسته به نوع آن عنصر، آنتیموان با عناصر طلا، نقره، آرسنیک، جیوه، سرب، روی و مس همراه است و همبستگی مثبت میان آنتیموان با این عناصر قابل انتظار است. بسته به مقدار غلظت عناصر آنتیموان دار و عناصری که آنتیموان را همراهی می‌کنند، کانسارهای آنتیموان را به اقسام گوناگونی تقسیم‌بندی می‌کنند. در تمام این تیپ کانسارها میان آنتیموان با سایر عناصر همیافت، یک همبستگی مثبت و در مواردی هم همبستگی منفی وجود دارد. وجود همبستگی مثبت پایین میان آنتیموان و عناصر دیگر به غیر از مس، در کانسار حیدرآباد بیانگر رخداد کانی‌سازی غیر کانی‌سازی‌های اسکارنی (آنتیموان-طلا-جیوه-آرسنیک)، تیپ کارلین (کانسارهای انتشاری آنتیموان - طلا - نقره با میزبان کربناته)، کانسارهای آنتیموان سولفیداسیون بالا (با توجه به درصد پایین غلظت گوگرد در نمونه های آنالیز)، کانسار آنتیموان چند فلزی (به دلیل ضریب همبستگی پایین بین آنتیموان با آرسنیک - سرب - روی) در این منطقه مشخص می‌کند (جدول ۵ - ۱). در محدوده مطالعاتی، همبستگی مثبت بین عناصر آهن با گوگرد (۰/۶۴) وجود دارد که باعث تشکیل کانه‌های

سولفیدی اکسید و هیدروکسیدی آهن در منطقه شده است. مطالعات کانه‌شناسی نیز این این مطلب را تأیید می‌کند. در کانسارهای آنتیموان عناصر معرف کانه‌سازی به وسیله هاله زمین‌شیمیایی از عناصر سرب، روی، نقره، مس احاطه می‌شوند، که به آن‌ها عناصر فوق کانساری گفته می‌شود. این هاله‌ها به وسیله عملکرد سیالات ماگمایی و یا سیالات ماگمایی - گرمایی در قسمت‌های اطراف و بالادست تشکیل می‌شوند و راهنمایی برای شناسایی و اکتشاف کانسارهای آنتیموان به حساب می‌آیند. بنابراین میان عناصر معرف کانسار آنتیموان حیدرآباد، با عناصر فوق کانساری (روی، سرب، نقره، مس و...) همبستگی متوسط و بالا را نمیتوان انتظار داشت. همبستگی عناصر آنتیموان با عناصر سرب، روی و نقره در منطقه حیدرآباد خیلی پایین و کمتر از $0/3$ است و این در حالی است که همبستگی میان خود این عناصر فوق کانساری بالای نیم درصد است. بنابراین در کانسار حیدرآباد عناصر سرب، مس، نقره، روی در هاله اطراف کانه‌سازی جای گرفته‌اند.

❖ تفسیر ضرایب همبستگی برای نمونه‌های کانسنگی سطحی و عمقی

در این جا به بررسی میزان همبستگی بین آنتیموان با عناصر طلا، نقره، سرب، روی، مس، مولیبدن، آهن، آرسنیک و گوگرد با توجه به محل نمونه‌برداری (سطحی یا عمقی) شده است. بر این اساس ضریب همبستگی بین آنتیموان با عنصر:

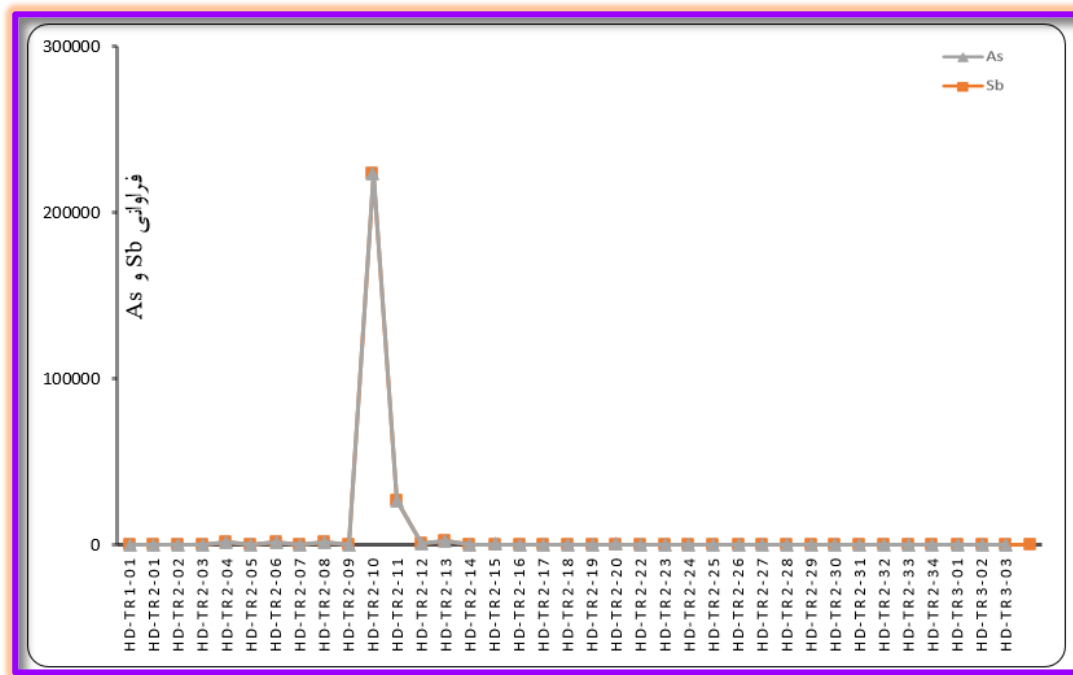
- طلا: در نمونه‌های سطحی پایین و منفی ($0/30$) و در نمونه‌های عمقی پایین و مثبت ($0/10$)
- نقره: در نمونه‌های عمقی مثبت ($0/27$)
- سرب: در نمونه‌های سطحی پایین و مثبت ($0/38$) و در نمونه‌های عمقی پایین و منفی ($0/10$)
- مس: در نمونه‌های سطحی پایین و مثبت ($0/12$) و در نمونه‌های عمقی پایین و مثبت ($0/23$)

- مولیدن: در نمونه‌های سطحی پایین و منفی (۰/۵۹) و در نمونه‌های عمقی پایین و منفی (۰/۲۷)
 - آهن: در نمونه‌های سطحی پایین و مثبت (۰/۰۲) و در نمونه‌های عمقی پایین و منفی (۰/۲۸)
 - آرسنیک: در نمونه‌های سطحی پایین و منفی (۰/۰۷) و در نمونه‌های عمقی پایین و مثبت (۰/۳۷)
 - گوگرد: در نمونه‌های سطحی پایین و منفی (۰/۱۵) و در نمونه‌های عمقی پایین و مثبت (۰/۵۳) می‌باشد.
- میزان همبستگی بین آنتیموان با سرب دارای بیشترین میزان همبستگی (۰/۱) بین سایر عناصر می‌باشد. ضرایب همبستگی آنتیموان با سرب، روی، نقره پایین می‌باشد با توجه به این که آنتیموان عنصر اصلی است و سرب و روی و نقره عناصر فوق کانساری می‌باشند کاملاً منطبق می‌باشد. با توجه به این که در کانسارهای آنتیموان بسته به نوع آن دارای همیافت‌های متفاوت از عناصر مختلف و با ضرایب همبستگی متفاوت می‌باشد، می‌توان ضرایب بین آنتیموان با سایر عناصر را تفسیر کرد، اما در مورد ضرایب پایین که بین آنتیموان با سرب، روی، نقره وجود دارد نیز می‌توان گفت عناصر سرب و روی و نقره در اطراف سیستم تشکیل شده‌اند.

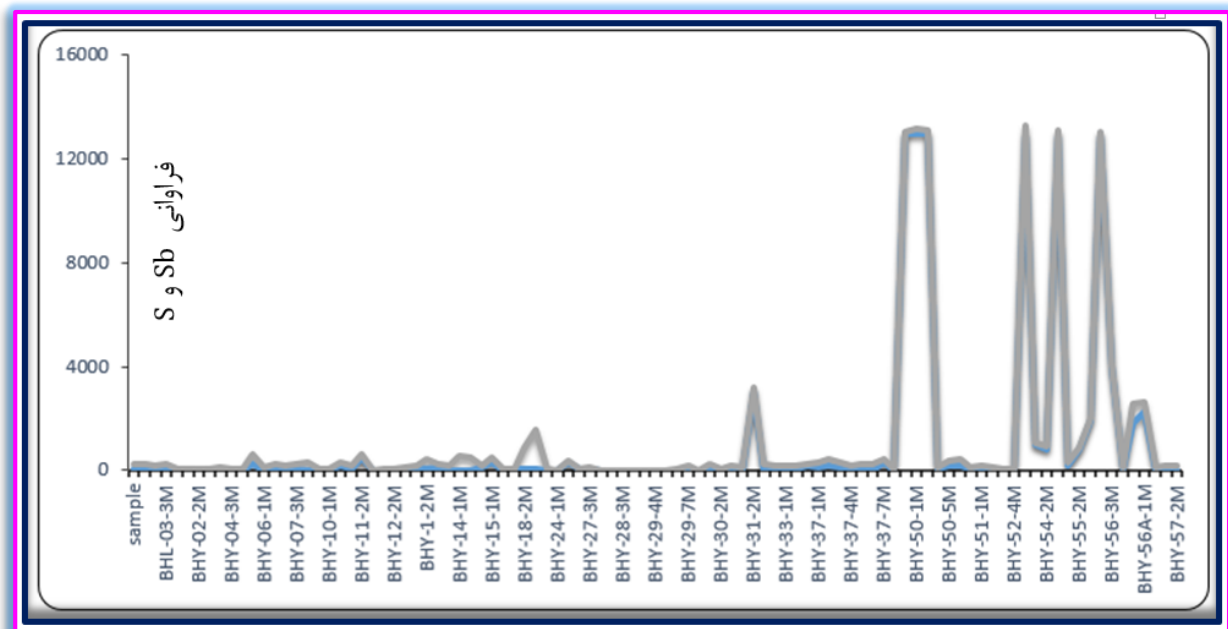
۵-۸- بررسی روند افزایش و کاهش آرسنیک و آنتیموان

با توجه به نتایج آنالیز در نمونه‌های سطحی، ضریب همبستگی آرسنیک و آنتیموان منفی می‌باشد در حالی که نمونه‌های عمقی، مثبت می‌باشد. آرسنیک دارای تحرک زیاد است (Reedman, 1979). کمبود آرسنیک در سطح به دلیل همین خاصیت تحرک‌پذیری زیاد آن می‌باشد. همچنین در این نمونه‌ها (سطحی و عمقی)، نمودار فراوانی آرسنیک و آنتیموان با یکدیگر روند افزایش و کاهشی

منطبق بر هم را دارند (اشکال ۵ - ۲۳ و ۵ - ۲۴). که این امر بیانگر این است که هر زمان آرسنیک افزایش یا کاهش داشته باشد، آنتیموان نیز همان حالت را دارد.



شکل ۵-۲۴: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و آرسنیک در نمونه‌های سطحی.

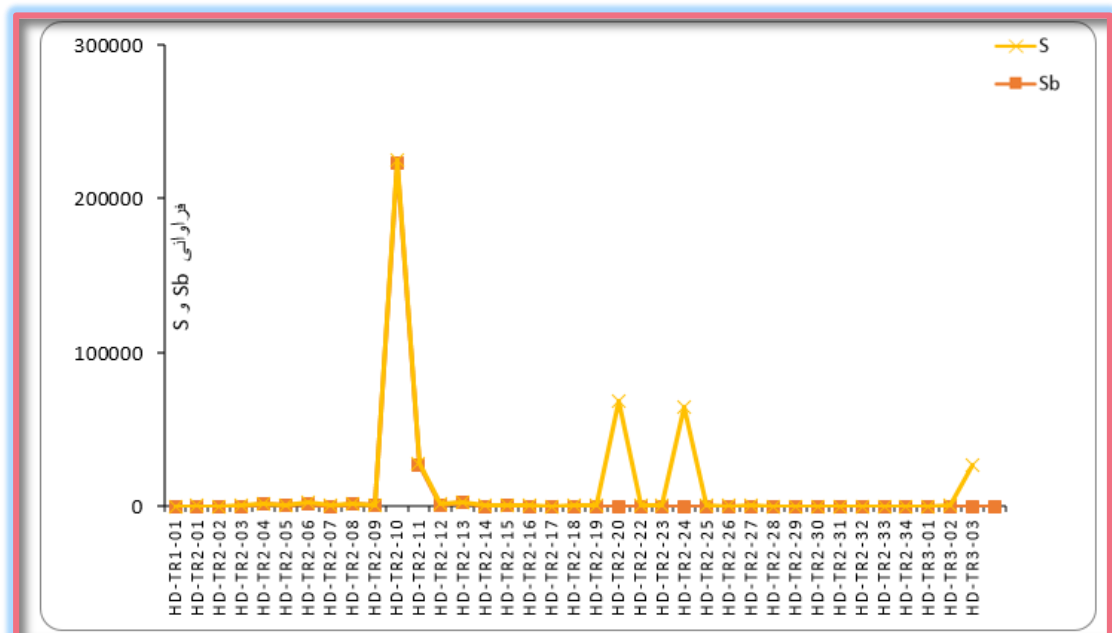


شکل ۵-۲۵: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و آرسنیک در نمونه‌های عمقی.

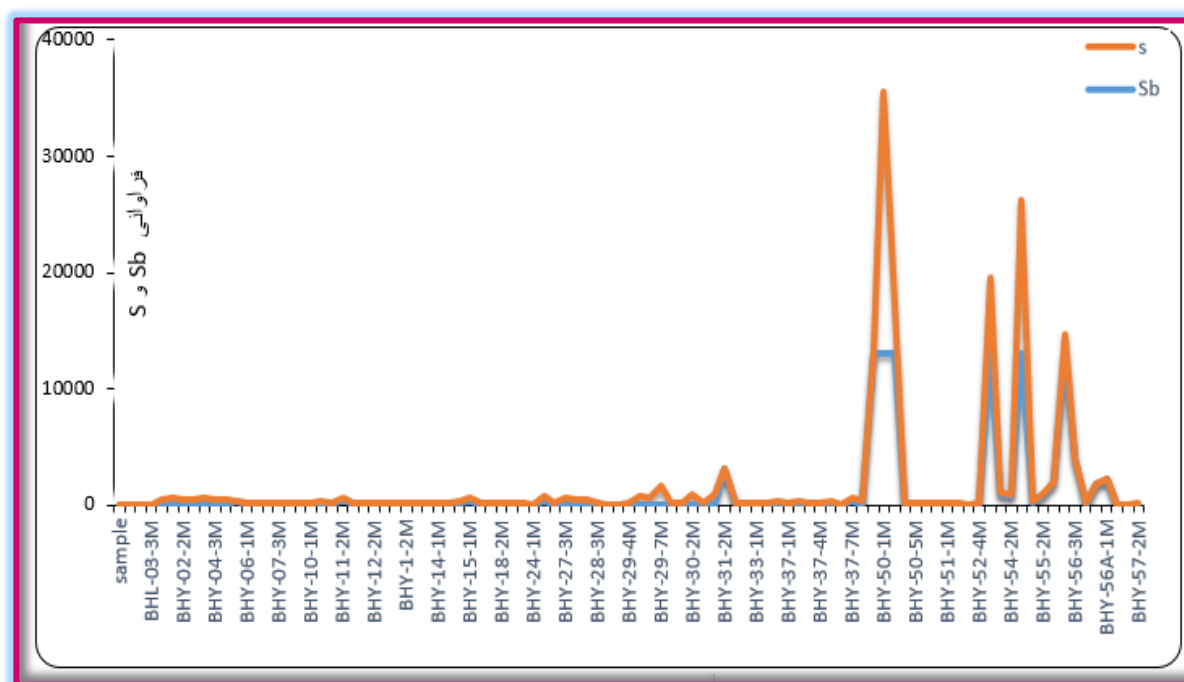
۵-۹- بررسی روند افزایش و کاهش گوگرد و آنتیموان

در نمونه‌های سطحی ضریب همبستگی گوگرد و آنتیموان منفی می‌باشد در حالی که در این نمونه‌ها، طبق شکل ۵ - ۲۵ فراوانی گوگرد و آنتیموان با یکدیگر جز در ۵ نمونه، روند افزایش و کاهشی یکسانی دارند. در

نمونه‌های عمقی نیز ضریب همبستگی گوگرد و آنتیموان مثبت می‌باشد. در این نمونه‌ها، فراوانی گوگرد و آنتیموان با یکدیگر روند افزایش و کاهشی یکسانی دارند (شکل ۵ - ۲۷).



شکل ۵-۲۶: نمودار هم‌روندی عناصر آنتیموان و گوگرد در نمونه‌های سطحی.



شکل ۵-۲۷: نمودار هم رندی عناصر آنتیموان و گوگرد در نمونه‌های عمقی.

فصل ششم: میانبارهای سیال

قدیمی‌ترین توصیف از سیال درگیر مربوط به قرن یازده میلادی است که توسط دانشمند بزرگ ایرانی، ابوریحان بیرونی صورت گرفته است (Roedder, 1984). بعدها در سال (۱۶۷۲) دانشمند انگلیسی به نام بویل برای اولین بار توصیفی از سیالات درگیر ارائه نمود. در اوایل قرن نوزدهم، دانشمند برجسته انگلیسی سر هامفری دوی و سر دیوید بوستر، مطالب جالبی درباره‌ی سیالات درگیر خیلی بزرگ موجود در کوارتز منتشر کرده‌ند. دولومی در سال (۱۷۹۲) به تشریح ماهیت سیال درگیر پرداخت. در سال (۱۸۱۸) دوی، وایت و بریسلاک اولین کارهای تجزیه‌ای و دوی در سال (۱۸۲۲) اولین مطالعات علمی و منظم را بر روی سیال انجام دادند، اما با تحقیقات پیشگامانه Henry Clifton Sorby در اواسط قرن هجدهم به دنبال توسعه میکروسکوپ‌های نوری بود که جایگاه سیالات درگیر از یک کنجکاو علمی ساده به موضوعی با اهمیت و ارزش علمی قابل ملاحظه ارتقاء یافت. در اوایل قرن نوزدهم، دانشمند برجسته انگلیسی سر هامفری دوی و سر دیوید بوستر، مطالب جالبی درباره‌ی سیالات درگیر خیلی بزرگ موجود در کوارتز منتشر کرده‌اند. از آن جایی که حاشیه‌های یک بلور نسبت به مرکز آن بیشتر در مجاورت سیالات گرمایی قرار دارد در نتیجه سرعت رشد بلور در حاشیه‌ها بیشتر بوده و عدم توازن ایجاد شده باعث ایجاد نقایصی مانند حفره یا شکاف در بلور می‌شود. همزمان با رشد بلورها، به علت ناهمسانی‌هایی که در رشد آن‌ها تحت تأثیر عوامل متعددی رخ می‌دهد، فضاهایی در سطح بلور ایجاد شده و یا در ضمن رشد، درزه‌هایی در بلور ایجاد می‌شود که محلول‌های کانه‌دار می‌توانند در آن‌ها محبوس شوند. به این گونه فضاها و محتویات داخل آن‌ها سیال درگیرهای سیال یا سیالات درگیر گفته می‌شود (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). سیالات درگیر در کانی‌ها، معرف بخش‌هایی از مایعات، گازها و مذاب‌های به دام افتاده‌ای هستند که بلور از آن‌ها رشد کرده است، و لذا از آن‌ها می‌توان برای بازسازی محیط ژئوشیمیایی تشکیل سنگ یا کانی در زمان گذشته زمین‌شناسی استفاده کرد. اکثر سیالات درگیر کوچکتر از ۰/۱ میلیمتر (۱۰۰) میکرون هستند و تنها با کمک یک میکروسکوپ نوری مناسب قابل مشاهده می‌باشند. محدوده اندازه‌ی معمول در

مطالعات میکروسکوپی بین ۲ تا ۲۰ میکرون است اما سیالات درگیر کوچکتر از ۱ میکرون نیز وجود دارد. این حفرات خیلی ریز احتمالاً بخشی از یک پروسه‌ی کاهش پیوسته‌ی اندازه طبیعی سیالات درگیر، تا رسیدن به ابعاد یک نقص نقطه‌ای واحد در شبکه بلورین هستند (سیمونز، ۱۳۸۶). اطلاعات سیالات درگیر که اندازه‌ی آن‌ها کمتر از ۴ میکرون می‌باشد فاقد ارزش است (Shepherd et al., 1985). به‌طور رایج در ده کانی اصلی کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، آپاتیت، دولومیت، اسفالریت، باریت، توپاز و کاسیتريت سیالات درگیر گزارش شده است. به جز هالیت این کانی‌ها تقریباً شامل فراوان‌ترین کانی‌های شفاف و کانی‌های باطله همراه با کانسارهای گرمابی هستند و در دو دهه‌ی اخیر توجه زیادی از طرف محققین سیالات درگیر به این کانسارها نشان داده شده است (Roedder, 1976; Spooner, 1981; 1979). اساسی‌ترین لازمه‌ی هر مطالعه نوری روی سیالات درگیر شفافیت و رنگ روشن کانی‌هاست، که این ویژگی متداول برای این ده کانی می‌باشد. البته کانی‌های کانسنگی کدر (اپک) نیز دارای سیال درگیر می‌باشند. خصوصاً گالن که ممکن است دارای حفرات بی‌نهایت خوب شکل یافته باشد، که اغلب در سطوح تازه رخ آن قابل مشاهده هستند (بونو، ۱۹۷۷). اشکال سیالات درگیر متنوع بوده و تا حدودی توسط بلورشناسی کانی میزبان کنترل می‌شوند. سیالات درگیر در هالیت ممکن است شکل بلورین منفی کانی میزبان را به خود بگیرند یا شدیداً بی‌قاعده و پهن باشند. سیالات درگیر در کانی‌های نرم و با رخ خوب، مانند کلسیت و باریت، به شدت مشکوک به نشت (تراوش) یا دم بریدگی هستند و لذا اغلب ارزش کمی دارند. فلدسپات‌ها در لیست ده کانی معرفی شده وجود ندارند. در نظر اول فلدسپات‌ها ایده‌آل به‌نظر می‌رسند، اما سیالات درگیر آن‌ها برای مشاهدات تفصیلی معمولاً خیلی کوچک و نامشخص هستند. اشکال کروی و شلغمی شکل نیز رایج هستند به ویژه در کوارتز، در حالی که سیالات درگیر لوله‌ای و تخت عمدتاً در کانی‌های کشیده و منشوری مانند آپاتیت توسعه می‌یابند (سیمونز، ۱۳۸۶). کانسارهای ماگمایی - گرمابی همراه سیالات آبگینی تشکیل می‌گردند که از مذاب‌های سیلیکاته در خلال صعود یا تبلور منتج شده‌اند (Becker, 2007). این سیالات به‌صورت ادخال در کانی‌های متشکله رگه همراه با سیالات گرمابی، به دام می‌-

افتند. در خلال صعود و تبلور ماگماهای آبدار، نتیجه جدایش فاز سیال آبگین در سیستم گرمایی، تشکیل کانسار است (Burnham, 1979). سیالات آبگین منتج شده از این ماگماهای سیلیکاته، در بلورهای درشت و سیمان‌های پر کننده فضاهای خالی به دام می‌افتند (Bodnar, 1995). (Roedder, 1984) با مطالعه این سیالات محققین به شرایط و ویژگی‌های حاکم بر سیال در زمان به دام افتادن پی می‌برند. تفسیر سیالات درگیر برای پی بردن به این شرایط تعادل فازی سیالات زمین‌شناسی، روشی کاربردی و مفید است (Becker, 2007). سهم ویژه سیالات درگیر در مطالعه کانسارها، درک ژنز، ویژگی‌ها، منشأ و تحولات یالات کانه‌ساز می‌باشد (Roedder, 1976-1979; Spooner, 1981).

سیالات درگیر ممکن است از سیال‌های ماگمایی، آبی و یا سایر سیال‌های مرکب از گازهای متراکم به وجود آمده باشند. سیالات درگیر می‌توانند از محبوس شدن یک سیال همگن یا ناهمگن تشکیل شوند. بیش از ۹۹ درصد از سیالات درگیر از محبوس شدن سیال همگن تشکیل می‌شوند و فقط حدود یک درصد از آن‌ها از به دام افتادن سیال‌های ناهمگن به وجود می‌آیند. سیالات درگیر بخش جدایی ناپذیر از هر سنگ یا کانی هستند. مطالعه آن‌ها به اندازه‌ی مطالعه‌ی اجزای کانیایی و شیمیایی اصلی سنگ، مهم است (سیمونز، ۱۳۸۶). مطالعات سیالات درگیر به‌ویژه در زمینه‌ی ژنز کانسنگ از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد و نقش با ارزشی در درک مسائل گذشته زمین‌شناسی از جمله دما، فشار شوری چگالی ترکیب سیالات کانسار ساز و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل‌دهنده کانی‌ها و سنگ بوده و یا طی فرایندهای بعدی از داخل آن‌ها عبور کرده‌اند، را فراهم می‌کند (رودر، ۱۹۸۴). سیالات درگیر در کانی‌ها معرف بخش‌هایی از مایعات، گازها و مذاب‌های به دام افتاده‌ای هستند که بلور از آن‌ها رشد کرده است. بنابراین از آن‌ها می‌توان برای بازسازی محیطی که در آن سنگ یا کانی تشکیل شده، استفاده کرد. سیالات درگیر هم در کانی‌های کدر و هم در کانی‌های شفاف تشکیل می‌شوند. مهمترین ویژگی کانی‌هایی که سیالات درگیر به خوبی در آن‌ها قابل مشاهده است. سیالات درگیر به لحاظ زمان تشکیل به سه گروه: اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب تقسیم می‌شوند، که نوع اولیه و

ثانویه کاذب معرف خصوصیات سیالات موجود در طی رشد هستند، اما نوع ثانویه در بررسی مسیرهای مهاجرت سیال و سیستم‌های هیدروژئولوژیکی فسیل‌ها، کاربرد دارند. از سیالات درگیر اولیه و ثانویه موجود در کانی‌های کانسنگی و باطله می‌توان برای شناسایی آثار انواع خاصی از سیالات کانه‌ساز، تشخیص مجموعه کانی‌های کانسنگی خاص و تعیین نواحی که در آن‌ها این سیالات بیشترین تمرکز را داشته‌اند استفاده کرد. همچنین می‌توان مساعد یا نا مساعد بودن شرایط فشار و دما برای ته‌نشست مواد معدنی را پیش‌بینی نمود (سیمونز، ۱۳۸۶). منشأ محلول کانه‌دار می‌تواند ماگمایی، سطحی، دگرگونی و غیره باشد. این منشأ توسط بررسی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن و مطالعات سیالات درگیر مشخص می‌گردد. دمای محلول کانه‌دار نیز به منشأ محلول بستگی دارد. سیالاتی که منشأ ماگمایی دارند، دمای زیادی داشته و با دور شدن از توده نفوذی و مخلوط شدن آب‌های جوی دمای محلول کانه‌دار به شدت کاهش می‌یابد. دمای محلول را می‌توان توسط مطالعه سیالات درگیر و بررسی ایزوتوپ‌های پایدار مشخص نمود که دماسنجی سیالات درگیر مطمئن‌ترین روش است (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). میزان شوری محلول نیز می‌تواند از ۰/۱ تا ۶۰ درصد متغیر باشد. بیشترین شوری مربوط به محلول ماگمایی است. فلزات در محلول توسط کمپلکس‌های متفاوتی از جمله کمپلکس‌های کلریدی و بی‌سولفیدی حمل می‌شوند که تغییر هریک از شرایط pH، Eh، دما، فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد و ... می‌تواند باعث پایداری فلز در محلول و یا ته‌نشست آن‌ها گردد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). مطالعه سیالات درگیر روشی مهم برای تعیین دما و شوری محلول کانه‌دار، منشأ آن و تغییرات فیزیکوشیمیایی در تکامل سیال است (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱).

۶-۲- نمونه‌برداری و آماده سازی نمونه‌ها

با توجه به پیمایش‌ها، مشاهدات صحرایی و همچنین بررسی‌های انجام شده در محدوده مورد مطالعه، کانی کوارتز تنها و بهترین کانی قابل ملاحظه برای مطالعات میکرو ترمومتری (ریز دماسنجی)

تشخیص داده شد. در کانسار آنتیموان حیدرآباد، کانی کوارتز به صورت رگه - رگچه‌های سیلیسی خاکستری رنگ همزمان با کانه‌زایی و همراه با کانسنگ دیده می‌شود. در نمونه‌های مات و شیری رنگ سیالات درگیر در صورت وجود، کوچک خواهند بود (سیمونز، ۱۳۸۶). در رگه‌های گرمایی بهترین نمونه‌ها از بلورهای درشت، خوب توسعه یافته و شکل‌دار تهیه می‌شوند، که در داخل حفرات تشکیل شده‌اند (سیمونز، ۱۳۸۶). در محدوده مورد مطالعه، نمونه‌ی شفاف و درشت بلور کانی مورد نظر، از محل کانی‌سازی برداشت شد. به منظور مطالعات میکروسکوپی (پتروگرافی) و میکروترمومتری بر روی نمونه‌ی مورد نظر، مقطع نازک دو بر صیقل توسط دانشگاه دامغان تهیه شد. ضخامت مقطع تهیه شده، حدود $0/3$ میلی‌متر می‌باشد. تغییرات فازی در سیالات درگیر طی آزمایش گرمایی و سرمایی توسط دستگاه میکروسکوپی Linkam، مجهز به پلاتین گرمایی - سرمایی در دانشگاه پیام نور مشهد اندازه‌گیری شد. با توجه به نتایج به دست آمده اقدام به طراحی نمودارهای مناسب نموده و سپس شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات درگیر کانه‌ساز تعیین گردید. در مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر می‌توان انواع سیالات درگیر اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب را شناسایی کرد. همچنین اندازه‌ی آن‌ها در مطالعات میکروسکوپی بین ۲ تا ۶ میکرون تغییر می‌کنند. ابعاد و گاهی ترکیب فازهای دختر موجود در سیالات درگیر نیز در مطالعات پتروگرافی تعیین می‌شوند. در اکثر سیالات درگیر ماده اصلی آب و پس از آن دی‌اکسیدکربن و نمک است. تعیین فاز غالب نیز دارای اهمیت زیادی در مطالعه سیالات درگیر است. شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه‌دار در ذخایر مختلف بسیار متنوع است. در شرایط متفاوتی از pH، Eh، دما، فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد، عمق و ... پاراژنز کانایی خاصی به وجود می‌آورند. همین امر سبب اختلاف در نوع و ترکیب کانی‌شناسی و به وجود آمدن دگرسانی‌ها و زون‌بندی‌های کانی‌های گوناگون در کانسارها می‌گردد. ترکیب شیمیایی محلول کانه‌دار ارتباط مستقیمی با ترکیب شیمیایی ماگمای مادر دارد. ترکیب شیمیایی ماگمای مادر نیز براساس موقعیت تکتونیکی، نوع موادی که در منشأ ذوب می‌شوند، درصد ذوب، میزان تفریق و درصد

آمیختگی و ذوب سنگ‌های مسیر تغییر می‌کند. ترکیب شیمیایی محلول کانه‌دار می‌تواند شامل مواد اصلی و فرعی، لیگاندهای خاص و مواد فلزی باشد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱).

۳-۶- پتروگرافی سیال درگیر

بررسی پتروگرافی سیالات درگیر محدوده مطالعاتی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل زیمنس آلمان، انجام شد. این میکروسکوپ دارای نور عبوری بوده و قابلیت مطالعه سیالات درگیر و کانی‌های را دارا می‌باشد. در مطالعات پتروگرافی، مشخصات نوری از قبیل شکل، اندازه سیالات درگیر، طول، محتویات سیالات درگیر (L+V+S)، طبقه بندی پاراژنتیکی سیالات درگیر (اولیه، ثانویه، ثانویه کاذب)، نوع کانی‌های نوزاد (با توجه به شکل کریستالی و مورفولوژی ظاهری) مورد بررسی قرار گرفت.

۳-۶-۱- شکل سیالات درگیر

شکل سیالات درگیر به شدت متنوع بوده و تا حدودی توسط شکل بلوری کانی میزبان کنترل می‌شوند (سیمونز، ۱۳۸۶). به‌طور کلی از لحاظ شکل ظاهری، غالب سیالات درگیر کانسار آتیموان حیدرآباد، شکل‌دار و زاویه‌دار و به اشکال کشیده، چهار ضلعی‌های نامنتظم دیده می‌شوند.

۳-۶-۲- اندازه سیالات درگیر

بخشی از فراوانی و توزیع کلی سیالات درگیر در یک بلور منفرد، به شرایط رشد اولیه و بخشی به زمان بعد از تبلور نمونه بستگی دارد (سیمونز، ۱۳۸۶). از نظر اندازه، سیالات اولیه کانسار مورد مطالعه، به‌طور میانگین بین ۵ میکرون و اندازه سیالات ثانویه آن کمتر از ۵ میکرون می‌باشد. لازم به یادآوری است که مطالعه بر روی سیالات بزرگ‌تر از ۵ میکرون استوار است، چرا که به‌باور Shepherd و همکاران (1985) داده‌های حاصل از مطالعه سیالات درگیر کوچک‌تر از ۴ میکرون بی‌ارزش هستند.

۳-۳-۶ - طبقه‌بندی پاراژنتیکی سیالات درگیر

این طبقه‌بندی یکی از مقبول‌ترین و رایج‌ترین طبقه‌بندی‌ها بر اساس منشأ سیالات درگیر می‌باشد که توسط زمین‌شناسان ارائه شده است. اساس این طبقه‌بندی این است که سیالات درگیر در چه مرحله‌ای از رشد بلور به دام افتاده باشند و شامل سیالات درگیر اولیه، سیالات درگیر ثانویه و سیالات درگیر ثانویه کاذب است. هریک از این سیالات درگیر دارای ویژگی‌ها و مشخصات خاص خود می‌باشند.

- سیالات درگیر اولیه (P)

سیالات درگیر تشکیل شده در طی رشد اولیه کانی، سیالات درگیر اولیه یا P نام دارند. این نوع سیالات درگیر معمولاً شکل هندسی منظمی دارند. اندازه‌ی آن‌ها در مقایسه با نوع ثانویه بزرگ‌تر است. در امتداد سطوح رشد بلور و به‌صورت پراکنده و با فاصله از یکدیگر قرار دارند.

- سیالات درگیر ثانویه (S)

سیالات درگیر که طی فرایندهای بعدی پس از شکل‌گیری بلور و به‌عبارتی به‌طور ثانویه و طی مراحل بعدی مؤثر بر بلور شکل می‌گیرند، سیالات درگیر ثانویه یا S نام دارند. مکانیسم کلی مورد قبول برای تشکیل سیالات درگیر ثانویه، ایجاد شکستگی‌هایی در طی تنش‌های مکانیکی یا حرارتی، پس از تبلور است. سپس این شکستگی‌ها و ترک‌ها توسط سیالات بعدی مهر و موم شده و ردیف‌هایی از سیالات درگیر ثانویه تشکیل می‌دهند که به‌طور تیپیک، نسل‌های اولیه را قطع می‌کنند، که در این حالت ماهیت سیال موجود در خودشان و همچنین ماهیت سیالات موجود در سیالات درگیر مسیر خود را نیز تغییر می‌دهند، چرا که پدیده‌ی نشت توسط آن‌ها به وجود می‌آید.

- سیالات درگیر ثانویه کاذب (PS)

Roedder (1976)، یک گروه ژنتیکی دیگر از سیالات درگیر را معرفی نمود که حدواسط بین سیالات درگیر اولیه و ثانویه بوده و سیالات درگیر ثانویه کاذب یا PS نام دارند. فرض بر این است که این

سیالات درگیر، به روشی مشابه با سیالات درگیر اولیه تشکیل شده‌اند و تنها اختلاف آن‌ها این است که وقوع شکستگی‌ها و مهر و موم شدن آن‌ها قبل از اتمام رشد بلور رخ داده است. مسلماً سیالات درگیر اولیه و ثانویه کاذب بایستی معرف خصوصیات سیالات موجود در طی رشد اولیه بلور باشند. در حالی که سیالات درگیر ثانویه معرف سیالات بعدی هستند که احتمالاً هیچ ارتباطی با سیالات مسئول رشد اولیه بلور میزبان ندارند. تشخیص این سه نوع سیال درگیر می‌تواند اهمیت زیادی در تفسیر اهمیت زمین‌شناختی یک مجموعه‌ی خاص داشته باشد، با وجود این کاربرد آن همیشه آسان نیست. تعداد تألیفات تفضیلی در خصوص ملاک‌های تشخیص سیالات درگیر منتشر شده‌اند که جامع‌ترین آن‌ها توسط (Roedder, 1976 – 1981) و به شرح ذیل ارائه شده است.

- ملاک‌های تشخیص سیالات درگیر اولیه شامل:
 - موازی زون‌های رشد یا سطوح بلوری می‌باشند.
 - در سه بعد، توزیع تصادفی نشان می‌دهند.
 - مجزا بوده و فاصله آن‌ها از سیالات درگیر مجاورشان بیش از پنج برابر قطران است.
 - نسبت به بلور میزبان اندازه‌ی بزرگی دارند (مثلاً قطرشان بزرگ‌تر از $0/1$ قطر بلور میزبان است).
- ملاک‌های تشخیص سیالات درگیر ثانویه شامل:
 - رخداد به‌صورت گروه‌های صفحه‌ای، در داخل شکستگی‌های مهر و موم شده.
 - سیالات درگیر نازک، پهن یا با شکل بی‌قاعده.
- ملاک‌های تشخیص سیالات درگیر ثانویه کاذب شامل:
 - رخداد آن‌ها همانند سیالات درگیر ثانویه است با این تفاوت که، شکستگی در داخل زون رشد بلور ختم می‌شود.

با توجه به شواهد پتروگرافی و پاراژنتیکی در نمونه‌ی تهیه شده از کانسار آنتیموان مورد مطالعه، سیالات درگیر مطالعه شده عمدتاً از نوع اولیه بوده و تعدادی نیز از نوع ثانویه در اندازه‌های ریز (کمتر از ۵ میکرون) می‌باشند.

۴-۳-۶- تنوع محتویات سیالات درگیر

الگوه‌ای کامل طبقه‌بندی توسط عده‌ای از افراد بر پایه‌ی نسبت‌های متغیر فازهای جامد، مایع و بخار (گاز) در سیالات درگیر ارائه شده است. کاربرد چنین الگوهایی نسبت به طبقه‌بندی پاراژنتیکی قطعاً ساده‌تر می‌باشد، زیرا فردیت در آن‌ها حداقل است. اگرچه مناسب است، سیالات درگیر را بر اساس فازهای اصلی پایدار در شرایط آزمایشگاه (دمای اتاق) طبقه‌بندی نمایند، لیکن نوعی الگوی طبقه‌بندی ساده و مناسب در زیر توصیف شده است (جدول ۶ - ۱).

سیالات درگیر تک فازی مایع (L)

ساده‌ترین نوع سیالات درگیر بوده که به‌طور کامل توسط فاز مایع که معمولاً آبگین می‌باشند، پر شده‌اند.

سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع (L+V)

فاز مایع در این نوع سیالات درگیر غالب‌تر بوده اما یک حباب بخار کوچک همیشه وجود دارد و حداکثر حدود ۴۰ تا ۵۰٪ کل حجم سیال درگیر را اشغال می‌کند.

سیالات درگیر تک فازی بخار (V)

این نوع سیالات درگیر تماماً توسط یک فاز بخار (V=50-80٪) و بیش از نیمی از حجم سیال درگیر را اشغال می‌کند. با وجود این، حاشیه‌ی باریکی از فاز مایع همواره مشهود است.

سیالات درگیر چند فازي جامد و چند جامدي ($S+L\pm V$)

هر دو نوع این سیالات درگیر از نظر داشتن یک یا چند فاز بلورین جامد (کانی‌های نوزاد) به‌عنوان یک جزء اصلی، در کنار فازهای مایع و بخار به همدیگر شباهت دارند. حال اگر فازهای جامد بیش از ۵۰٪ سیال درگیر را اشغال نمایند، به‌جای سیالات درگیر چند فازي، عنوان چند جامدي به خود می‌گیرند.

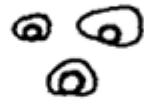
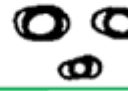
سیالات درگیر مایع نامیژاک یا امتزاج ناپذیر ($L_1+L_2\pm V$)

این نوع سیالات درگیر با حضور دو مایع نامیژاک مشخص می‌شوند که یکی از آن‌ها فاز آبگین (آبدار) بوده و دیگری غنی از CO_2 (یا گاهی نفت) است. فاز غنی از CO_2 ممکن است حاوی مقادیر کمی CH_4 یا N_2 باشد. یک حباب بخار غنی از CO_2 نیز ممکن است وجود داشته باشد که به چگالی کل فاز غنی از CO_2 بستگی دارد. در سیالات درگیر سه فازي از این نوع، فاز آبگین همیشه مایع غنی از CO_2 ، حباب بخار غنی از CO_2 را در بر می‌گیرد.

سیالات درگیر شیشه ($GL\pm V\pm S$)

این نوع سیالات درگیر از مذاب‌های سیلیکاتی یا ادخال‌های کریستالین طی سرمایش زیاد به‌وجود آمده‌اند. این سیالات درگیر در فنوکریستال‌های (درشت بلورهای) سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی خیلی رایج هستند و همچنین در شهاب سنگ‌ها و نمونه‌های کره ماه نیز مشاهده شده‌اند. حباب‌های بخار سرد شده (اغلب بیش از یک حباب)، کانی‌های نوزاد ترسیب شده و یا فازهای به دام افتاده نیز در این نوع سیالات درگیر وجود دارند. منتها ویژگی اصلی آن‌ها حضور شیشه است که حداقل بیش از ۵۰٪ درصد بخش جامد سیال درگیر را اشغال نموده است.

جدول ۶-۱: طبقه بندی شماتیک سیالات درگیر و مذاب داخل کانی‌ها بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق (کهرآزی، ۱۳۹۳). مایع = L، بخار = V، جامد = S، شیشه = GL

Inclusion Type	Essential Phases	Typical Examples	Abbreviation
Monophase liquid	L=100%		L
Liquid-rich, two phase	L > 50%		L+V
Vapour-rich, two phase	V=50-80%		V+L
Monophase vapour	V=100%		V
Multiphase solid	L=variable S < 50%		S+L±V
Multisolid	S > 50% L+V=variable		S+L±V
Immiscible liquid	L ₁ +L ₂		L ₁ +L ₂ ±V
Glass	GL > 50%	Not shown	GL±V±S

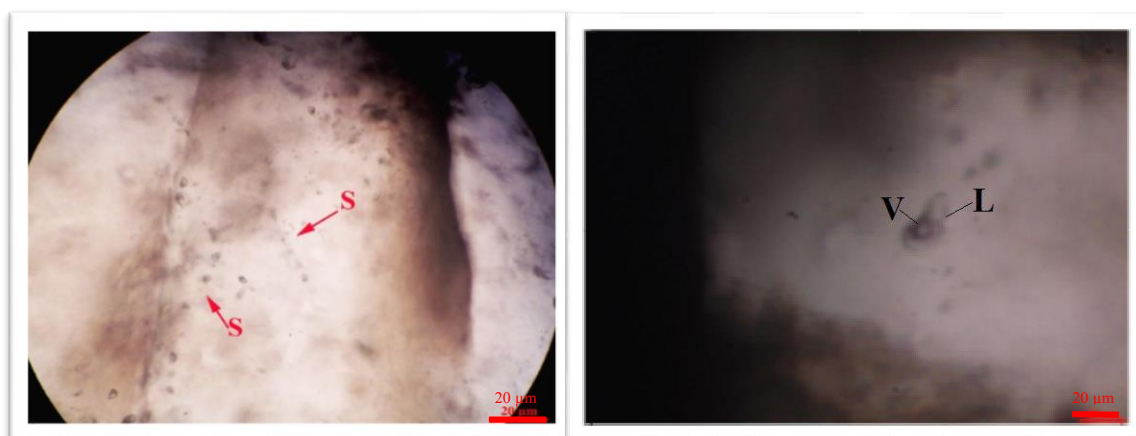
طی مطالعات صورت گرفته بر روی نمونه‌ی کانسنکی همراه با کانی کوارتز تهیه شده از کانسار آنتیموان حیدرآباد و طبق روابط فازی، انواع سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع (L+V) مشاهده شدند (شکل ۶-۱)، که با توجه به اهمیت این نوع سیالات درگیر پارامترهای دمایی بر روی این نوع سیالات صورت گرفت. این نوع سیالات درگیر به صورت دو فازی بوده یا به عبارت دیگر متشکل از مایع آبگین و حباب بخار هستند.

۴-۶- اهمیت زمین‌شناختی سیالات درگیر

از نظر تاریخی مهمترین نقش سیالات درگیر درک خواص، منشأ، تحولات سیالات کانه‌ساز گرمابی و ژنز کانسنگ‌ها است. سیالات درگیر می‌توانند به منزله کلید ارزشمندی در زمینه درک فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی مؤثر بر رشد بلورها در طبیعت باشند. مطالعه سیالات درگیر، خصوصاً در ارتباط با ژنز کانسنگ، اهمیت فراوانی داشته و نقش مهمی در فهم فعلی ما از انتقال و ته‌نشست کانه‌ها ایفا خواهد نمود و همچنین توسط این دسته از مطالعات، اطلاعات ارزشمندی در رابطه با دما، فشار، چگالی و ترکیب سیالات مسئول کانه‌زایی حاصل می‌گردد (Roedder, 1984 and Pirajno, 1992-2009).

۴-۶-۱- مطالعات پتروگرافی در محدوده مورد مطالعه

سیالات درگیر عمدتاً به صورت سیالات اولیه‌ی دو فاز $L+V$ مشاهده می‌شوند. که به طور میانگین اندازه آن‌ها بین ۵ میکرون می‌باشد. سیالات اولیه اکثراً شکل دار و زاویه‌دار و به اشکال کشیده، چهار ضلعی‌های نامنظم دیده می‌شوند. سیالات ثانویه آن به صورت دو فاز $L+V$ و با اندازه کمتر از ۵ میکرون مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱).



شکل ۶-۱: تصویر میکروسکوپی از سیالات درگیر کانسار آنتیموان حیدرآباد الف) سیالات درگیر اولیه دو فاز $L+V$ (ب) سیالات درگیر ثانویه دو فاز با اندازه ۵ میکرون.

۶-۵- مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر

مطالعات میکروترمومتری (حرارت سنجی) شامل عملیات سرمایش یا انجماد و سپس گرمایش بر روی سیالات درگیر دوفازی است. انجام عملیات سرمایش به منظور تعیین درجه شوری سیالات درگیر و فرآیند گرمایش با هدف تعیین دمای همگن سازی (Th) فازهای مختلف سیالات درگیر جهت رسیدن به دمای پیدایش سیالات کانه‌ساز صورت می‌گیرد، که انجام این عملیات در خصوص نمونه برداشت شده از کانسار آنتیموان حیدرآباد صورت پذیرفت، که در ادامه شرح داده خواهد شد.

۶ - ۶- اصول اساسی آنالیز میکروترمومتری

آنالیز میکروترمومتری (تجزیه ریز دماسنجی یا حرارت سنجی) بی‌شک معروف‌ترین و گسترده‌ترین روش آنالیزی غیر مخرب است. یک تفسیر پر معنا از داده‌های دماسنجی (ترمومتری) سیال درگیر، نیازمند آن است که سیال درگیر در لحظه به دام افتادن، معرف یک سیستم همگن یا هموژن (تک فاز) باشد. در حالت کلی این امر صادق است. اما برخی شرایط خاص از این امر جلوگیری کرده و در نتیجه تحت این شرایط سیال درگیر معرف یک سیستم ناهمگن (مثلاً یک سیال اشباع حاوی ذرات جامد معلق مانند فازهای کانیایی به دام افتاده، عدم اختلاط دو سیال غیر قابل امتزاج، جوشش سیال) خواهد بود. پس از به دام افتادن و در طی سرد شدن، انقباض غیر یکنواخت سیال و کانی میزبان موجب ظهور حباب بخار می‌گردد. در طی این دوره، سیال ممکن است به دو مایع غیر قابل امتزاج تبدیل شده و یا نسبت به یک یا چند جزء محلول به حد اشباع رسیده و تشکیل کانی‌های نوزاد را بدهد. لذا بیشتر سیالات درگیر در دمای اتاق، سیستم‌های دو یا چند فازی هستند. همین‌طور هم فرض می‌شود که سیالات درگیر به‌صورت سیستم‌های با حجم ثابت - ترکیب ثابت رفتار کرده‌اند.

۶-۶-۱- گرمایش و همگن شدن

در مورد تغییرات فازی در سیالات درگیر، (Henry Clifton Sorby (1858 اولین کسی بود که اهمیت تغییر فازها را که پس از به دام افتادن رخ می‌دهند تشخیص داد و توانست نشان دهد که در یک سیال درگیر با ترکیب ثابت، یک ارتباط عددی بین اندازه نسبی حباب بخار و دمای همگن شدن وجود دارد. یعنی هر چه میزان اندازه فاز بخار بیشتر باشد، حرارت لازم برای از بین بردن این فاز بیشتر است. در این ارتباط مشخص شد که به جز موارد خاص، به ندرت دمای به دام افتادن (T_T) با دمای همگن شدن برابری دارد (یعنی وقتی برابری می‌کند که به صورت همگن باشد). با توجه به این- که با از بین رفتن حباب بخار، فاز مایع همگن می‌شود، بنابراین ناپدید شدن تدریجی حباب بخار طی گرما دادن سیالات درگیر، تنها توسط یکی از سه حالت همگن شدن زیر امکان‌پذیر است.

- همگن شدن به حالت مایع (مایع + بخار $\leftarrow$ مایع)

- همگن شدن به حالت بخار (مایع + بخار $\leftarrow$ بخار)

- همگن شدن بحرانی به صورت ناپدید شدن مرز بین مایع و بخار (مایع + بخار $\leftarrow$ مایع فوق

بحرانی)

در کانسار آنتیموان حیدرآباد، همه سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع ($L+V$) به فاز مایع همگن شده‌اند و هیچ‌گونه همگن شدنی به فاز بخار مشاهده نگردید، که این همگن شدن به فاز مایع و مشاهدات پتروگرافی حاکی از عدم رخداد جوشش در سیال کانه‌دار می‌باشد.

۶-۶-۲- سرمایش (انجماد)

مطالعات انجماد، بهترین و متداول‌ترین روش برای تخمین شوری سیال درگیر آبگین به شمار می‌رود، چون کاهش نقطه انجماد آب خالص مستقیماً متناسب با مقدار نمک (املاح) موجود در

محللول آبگین است. به طور کلی اصطلاح انجماد به فرآیندی گفته می‌شود، که طی آن یک سیال درگیر تا زیر دمای اتاق سرد می‌شود (منجمد می‌شود)، تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود. یا به عبارتی انجماد فرآیند جامد نمودن همه فازهای درون سیالات درگیر است. البته این اصطلاح شامل تمام تغییرات فازی است، که در هنگام سرد کردن نمونه به زیر دمای اتاق صورت می‌گیرد. این روش مکمل مطالعات گرمایش است و در صورت امکان باید هر دو آزمایش بر روی یک سیال درگیر صورت گیرد. نتایج به دست آمده از طریق انجماد می‌تواند گسترده باشند، اما اساساً معرف ترکیب و چگالی سیال هستند. به همین دلیل این مطالعات جهت تفسیر داده‌های حاصل از همگن شدگی مهم می‌باشند (باقری، ۱۳۸۹). برای سیالات چند جزئی، توالی معمول در طی سرد شدن (سرمایش) شامل $S + V \leftrightarrow S + L + V \leftrightarrow L + V$ است. وجود اجزای دیگر، دمای انجماد و ذوب را به مقدار زیادی افزایش می‌دهد. محدوده ذوب، تابع مستقیمی از ترکیب است و لذا ابزار مناسبی برای تخمین ترکیب سیال می‌باشد.

۶-۷- داده‌های میکروترمومتری کانسار آنتیموان حیدرآباد

برای سیستم‌های آبگین آب و نمک مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری سیالات درگیر آبگین است. زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه مستقیم با نمک موجود در محلول است. این امر با اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ (TM) در هنگام حرارت دادن مجدد سیال درگیری که قبلاً منجمد شده قابل حصول است. البته این میزان برای نمک‌های مختلف، متفاوت است. به دلیل این که تشخیص نمک در سیال درگیر مشکل است، معمولاً دمای ذوب یخ به صورت معادل وزنی نمک طعام (equ.wt% NaCl) گزارش می‌شود. خطایی که در این حالت رخ می‌دهد کمتر از ۵٪ است. تغییرات فازی دیگری که در هنگام مطالعه سیستم‌های نمک - آب باید در نظر گرفت عبارتند از اولین ظهور مایع پس از انجماد کامل (که در این منطقه ابتدا سیالات تا دمای ۹۰- درجه سرد شده است) و دیگری ذوب هیدرات‌های نمکی است. اولی تحت عنوان دمای اولین ذوب T_{FM} نیز شناخته شد و

معادل دمای ائوتکتیک است (باقری، ۱۳۸۹). با توجه به مطالعات پتروگرافی در مقاطع، اقدام به انتخاب سیال درگیری مناسب و پس از آن اقدام به آزمایش میکروترمومتری بر روی هریک از این سیالات درگیر شده است. براساس روش‌ها و نمودارهای موجود و مرسوم، اقدام به محاسبه فاکتورهای دمای همگن شدگی (T_H)، دمای اولیه ذوب (T_{FM})، دمای ذوب (T_M)، میزان شوری، به‌صورت معادل با نمک طعام (NaCl WT%)، فشار ($p(\text{bar})$)، چگالی (ρ) و محاسبه تغییرات فشار نسبت به دمای همگن سازی شده است. نتایج حاصل در (جدول ۶-۲) نشان داده شده است.

جدول ۶-۲: داده‌های حاصل از تجزیه سیالات درگیر کانسار آنتیموان حیدرآباد.

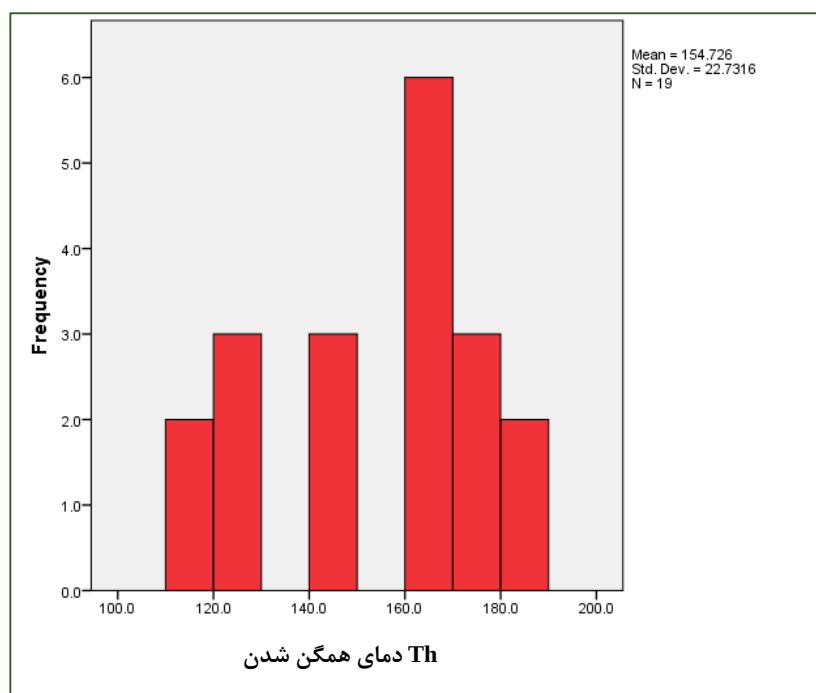
N	Size (μm)	Type	Origin	Th (V→L) ($^{\circ}\text{C}$)	wt% NaCl
1	5	L+V	P	147.5	4.389
2	5.6	L+V	P	118.2	5.319
3	6.7	L+V	P	164.3	5.775
4	6.2	L+V	P	126.2	4.389
5	5.2	L+V	P	182.5	9.288
6	6.1	L+V	P	144.6	8.513
7	5.7	L+V	P	169.1	10.101
8	5.2	L+V	P	170.2	6.23
9	4.5	L+V	P	182.9	11.583
10	5.1	L+V	P	179.7	12.171
11	5.9	L+V	P	163.1	9.188
12	6.4	L+V	P	175.2	4.074
13				169.1	
14				121.9	
15				147.5	
16				118.2	

۶-۸ تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از آنالیز میکروترمومتری

در این جا بر اساس آزمایشات انجام شده، اقدام به دسته‌بندی و تفسیر اطلاعات و بررسی رابطه بین فاکتورهای اندازه‌گیری شده در میکروترمومتری با یکدیگر و با سایر فاکتورهای مورد مطالعه در فصول قبل، به جهت یافتن یک رابطه منطقی بین این فاکتورها شده است.

۶-۸-۱- بررسی دمای همگن سازی سیالات درگیر

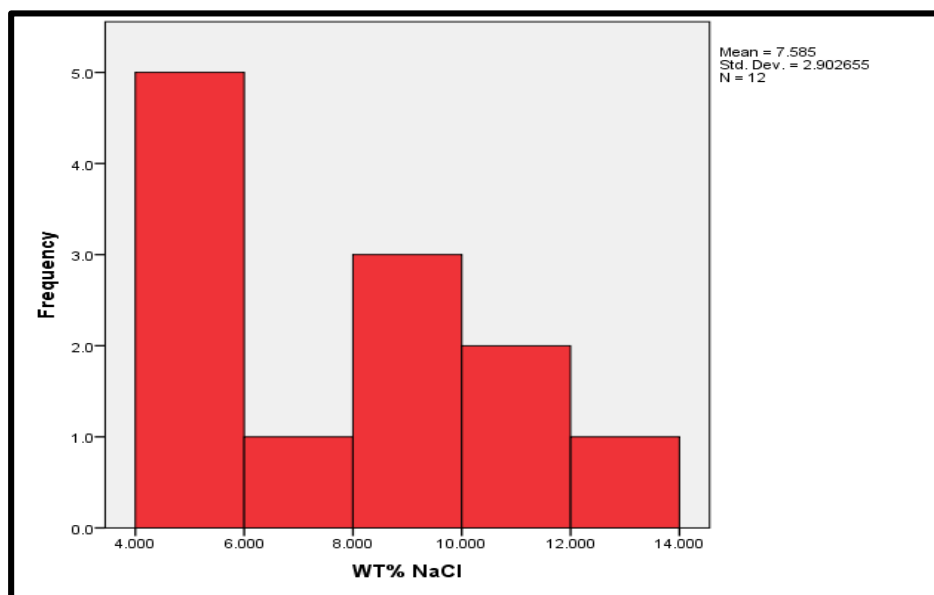
به منظور انجام مطالعات میکروسکوپی و تعیین درجه حرارت تشکیل کانی‌ها، نمونه را در اتاقک ماگمایی قرار داده و درجه حرارت را به قدری افزایش می‌دهد تا میانبار سیال تبدیل به یک فاز یکنواخت گردد، این درجه حرارت را درجه حرارت فاز یکنواخت گویند این دما، دمای به دام افتادن فاز سیال کانه‌ساز یا دمای تشکیل کانی می‌باشد. هدف از حرارت دادن سیال درگیر همگن کردن فازهای تشکیل‌دهنده یک سیال درگیر می‌باشد. دمای همگن شدن، یعنی دمایی که تمام فازهای جامد و مایع نمونه به صورت محلول همگنی درآیند این دما معرف حداقل درجه حرارت تشکیل کانسار خواهد بود (Th). دمای همگن شدن فقط تخمینی از حداقل دمای تشکیل کانی است و به ندرت معادل دمای به دام افتادن سیال (Tt) است. اختلاف (Th- Tt) را تصحیح فشار گویند و علاوه بر عامل فشار به چگالی سیال نیز وابسته است. ابتدا عملیات سرمایش (Freezing) و سپس گرمایش (Heating) بر روی میان‌بارهای دو فازی انجام می‌گیرد. انجماد نهایی میانبارها در محدوده دمایی ۹۰- تا ۱۰۰- درجه صورت گرفت، تا عمل انجماد کلیه فازها صورت گیرد. سپس دما را بالا برده تا اولین نقطه ذوب یخ (Te) آشکار شود که این دما نشان‌دهنده املاح موجود در نمونه است. با استفاده از اطلاعات حاصل از مطالعه ۱۲ نقطه اندازه‌گیری شده بر روی سیالات درگیر (دوفازی (L+V)) اقدام به طراحی هیستوگرام توزیع فراوانی (شکل ۶-۲)، که نشان دهنده دمای همگن سازی (Th) می‌باشد، گردید. می‌توان گفت که در کانسار آنتیموان حیدرآباد، با توجه به اطلاعات حاصل از هیستوگرام (شکل ۶-۲)، دمای همگن سازی با دمای همگن شدن سیالات درگیر اولیه مورد مطالعه در کانسار مذکور مذکور، ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.



شکل ۲-۶: هیستوگرام توزیع فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر اولیه کانسار آنتیموان حیدرآباد (متوسط دمای همگن شدن بر اساس درجه سانتی گراد می باشد).

۲-۸-۶- بررسی شوری سیالات درگیر

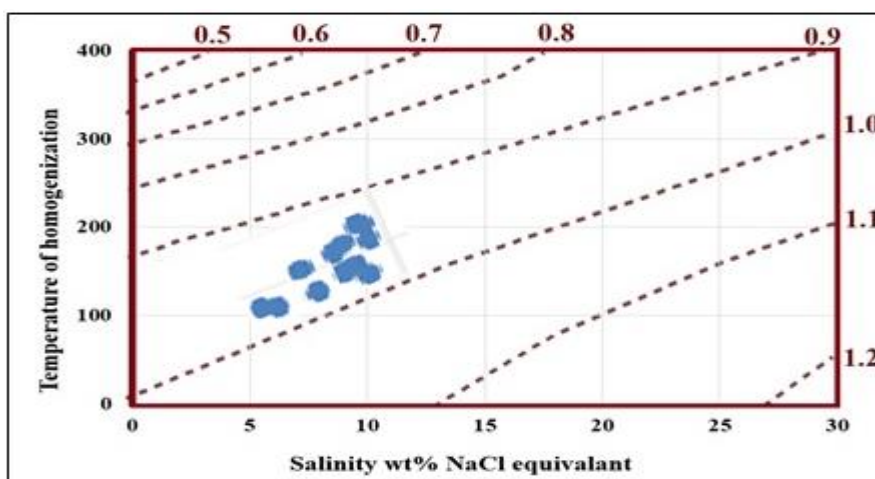
براساس مطالعات انجام شده، میزان شوری ۱۲ سیال درگیر مورد مطالعه، در (جدول ۲-۶) گزارش شده است. بر اساس این اطلاعات اقدام به طراحی نمودار هیستوگرام برای تعیین میزان شوری سیالات درگیر مورد مطالعه شده است. شوری سیالات درگیر در کانسار مورد مطالعه، ۴ تا ۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام می باشد (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶: هیستوگرام توزیع فراوانی، میزان شوری (WT% NaCl) سیالات درگیر اولیه کانسار آنتیموان حیدرآباد.

۳-۸-۶- بررسی و محاسبه چگالی سیالات درگیر

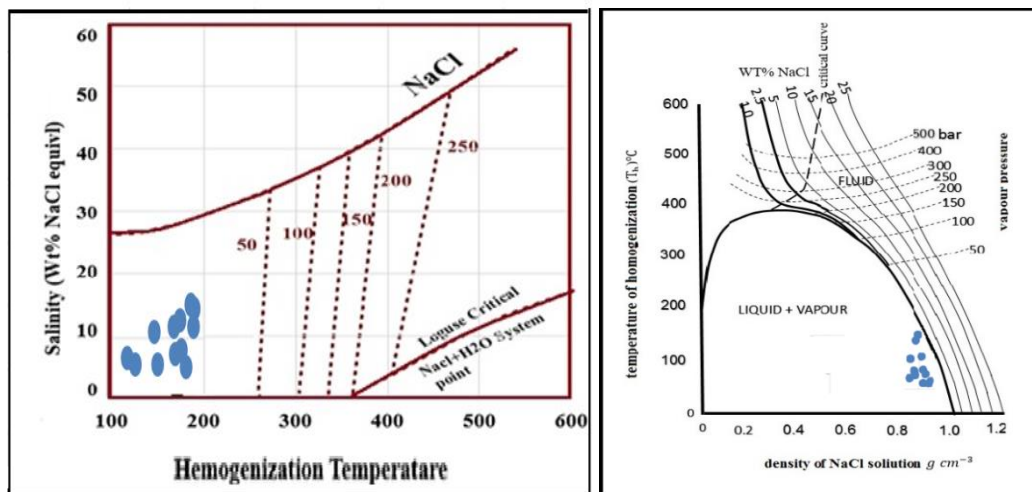
اختلاف در چگالی سیال اهمیت ویژه‌ای دارد و فرایند جریان سیال، متأثر از چگالی آن می‌باشد، با افزایش شوری میان‌بارهای سیال، چگالی سیال افزایش پیدا می‌کند همچنین خروج فاز گازی و تولید حباب موجب افزایش چگالی سیال باقیمانده می‌شود این فرایند به چگالش معروف است (ویکیلسون، ۲۰۰۱). با استفاده از نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری سیال (رودر، ۱۹۷۵) بیشتر میان‌بارهای سیال در محدوده چگالی ۰/۹ قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶: نمودار رودر (۱۹۷۵)، نشان دهنده چگالی میان‌بارهای کانسار مورد مطالعه.

۶-۸-۴- بررسی و محاسبه فشار به تله افتادن میانبرهای سیال

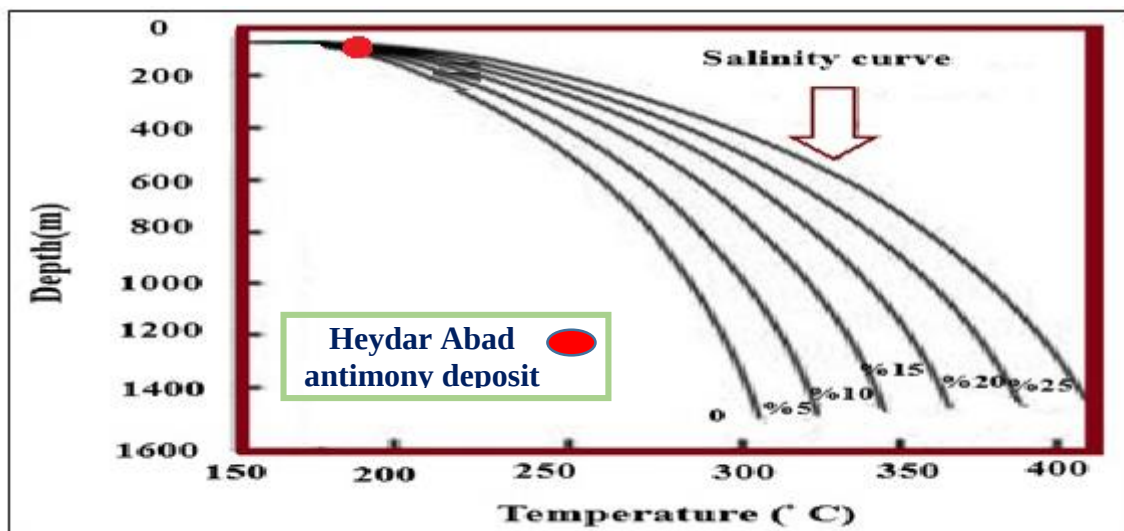
براساس اطلاعات حاصل از مطالعات ترمو بارومتري (دماسنجي) بر روی میانبرهای سیال مندرج در جدول (۶-۲)، اقدام به محاسبه فشار به تله افتادن میانبرها شده است (شکل ۶-۵). براساس این شکل محدوده فشار تشکیل این میانبر کمتر از ۵۰ بار می‌باشد.



شکل ۶-۵: نمودار رودر (۱۹۷۵)، و والتر ۱۹۸۵ نشان دهنده فشار به تله افتادن میانبرهای کانسار مورد مطالعه.

۶-۸-۵: محاسبه عمق به تله افتادن میانبرهای سیال

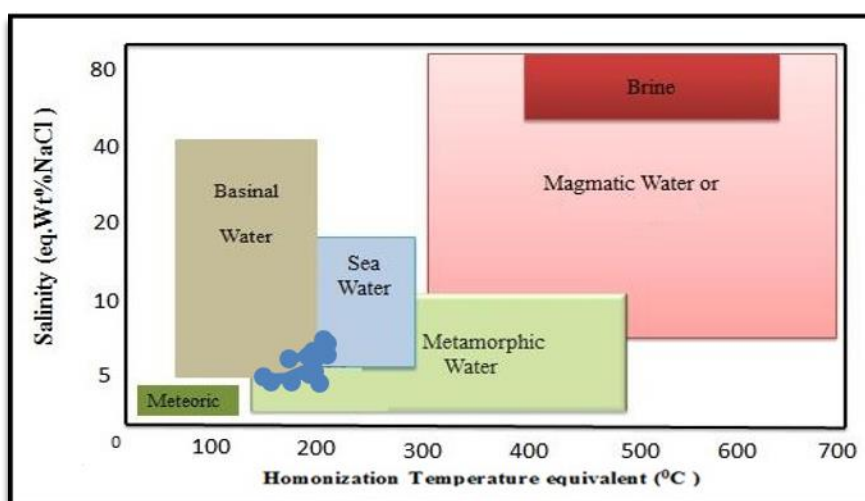
براساس مطالعات میکرو دماسنجی انجام شده بر روی سیالات در گیر مورد آزمایش قرار گرفته محدوده فشار بدست آمده برای این میانبرها در محدوده ای کمتر از ۵۰ بار قرار می‌گیرد. برای محاسبه عمق دو روش ساده و کاربردی استفاده از فرمول و یا استفاده از نمودار وجود دارد. در این بخش به بررسی و مشخص کردن عمق بر اساس هر دو روش اقدام شده است. بر اساس فرمول $p = (H \times g \times \rho)$ که در این فرمول p : مقدار فشار به تله افتادن میانبرها بر حسب بار، ρ : وزن مخصوص متوسط طبقات زمین بر حسب گرم بر سانتیمتر مکعب (برابر با ۲/۷)، g : شتاب جاذبه زمین بر حسب دین بر سانتیمتر مربع (برابر با ۰/۰۹۸۱) است. میزان عمق به تله افتادن میانبرها در محدوده ای کمتر از ۱۸۸/۸ متری از سطح زمین قرار می‌گیرد. براساس نمودار (والتر، ۱۹۸۵) مندرج در شکل (۶-۶) محدوده عمق تشکیل میانبرها، در عمقی کمتر از ۲۰۰ متری از سطح زمین می‌باشد.



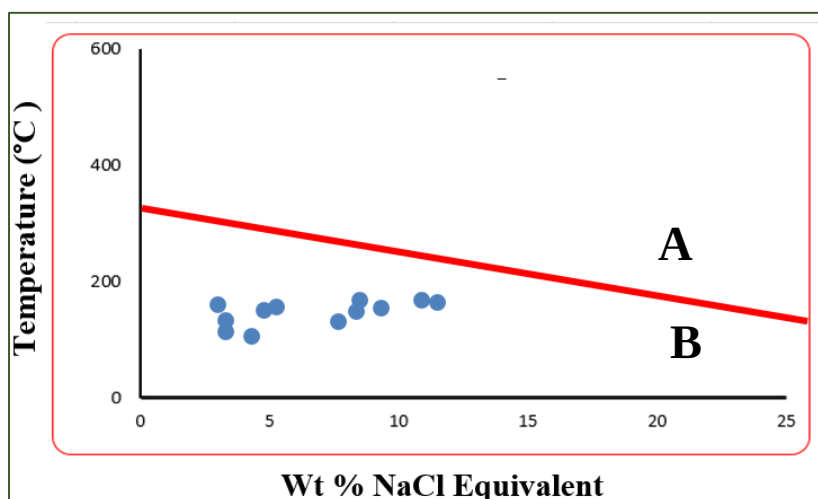
شکل ۶-۶: تعیین عمق به دام افتادن میان بارهای سیال بر گرفته شده از نمودار والتر ۱۹۸۵.

۶-۹- تعیین منشأ سیال و نوع کمپلکس‌های احتمالی

بر اساس نمودار (Kesler, 2005)، منشأ سیال کانی‌ساز محدوده مورد مطالعه در محدوده آب‌های دریایی، دگرگرونی و جوی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۷). نمودار مشاهده شده در شکل (۶-۸) نمودار محدوده دما و شوری (Larg *et al.* 1988) می‌باشد. به‌طور کلی می‌توان گفت کمپلکس‌های کلریدی و سولفیدی هر دو در حمل فلزات نقش داشته‌اند که در کانسار مورد مطالعه، غلبه با کمپلکس‌های سولفیدی می‌باشد. در سیالات گرمایی با شوری و دمای بالا، کمپلکس‌های کلریدی و در دما و شوری پایین کمپلکس‌های سولفیدی فلزات پایدارند (Barenz, 1997).



شکل ۷-۶: نمودار محدوده دمای همگن شدن جهت تعیین منشأ سیالات به دام افتاده (Kesler, 2005).

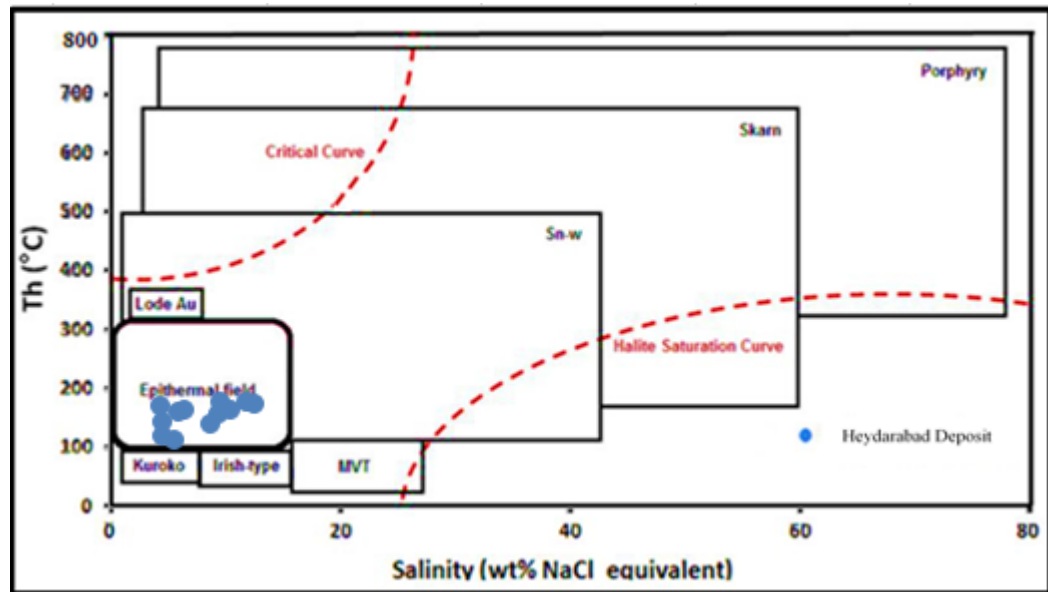


شکل ۸-۶: نمودار محدوده شوری و دما (Larg et al. 1988)، در محدوده A کمپلکس‌های کلریدی و در محدوده B کمپلکس‌های سولفیدی غلبه دارند.

۶-۱۰: تعیین نوع کانسار احتمالی

به اعتقاد ویلکینسون (۲۰۰۱) تقسیم‌بندی انواع کانسار به گونه‌ای است که انواع مختلف عناصر در کانسارهای گوناگون جایگیری می‌کنند و دمای همگن شدگی و تغییرات درجه شوری سیال آن‌ها متفاوت می‌باشد. در این طبقه‌بندی، سیالات درگیر در ۸ نوع کانسار مورد مطالعه قرار گرفته است. با

توجه به مطالعات ریز دماسنجی (دمای همگن شدن و شوری سیالات) در کانسارآنتیموان حیدرآباد انجام شده است، و با استفاده از دیاگرام تقسیم‌بندی کانسارها براساس مشخصات سیال درگیرهای سیال تهیه شده ویلکینسون (۲۰۰۱) کانسار آنتیموان حیدرآباد در محدود کانسارهای اپی-ترمال (گرمابی) قرار می‌گیرد (شکل ۶-۹).

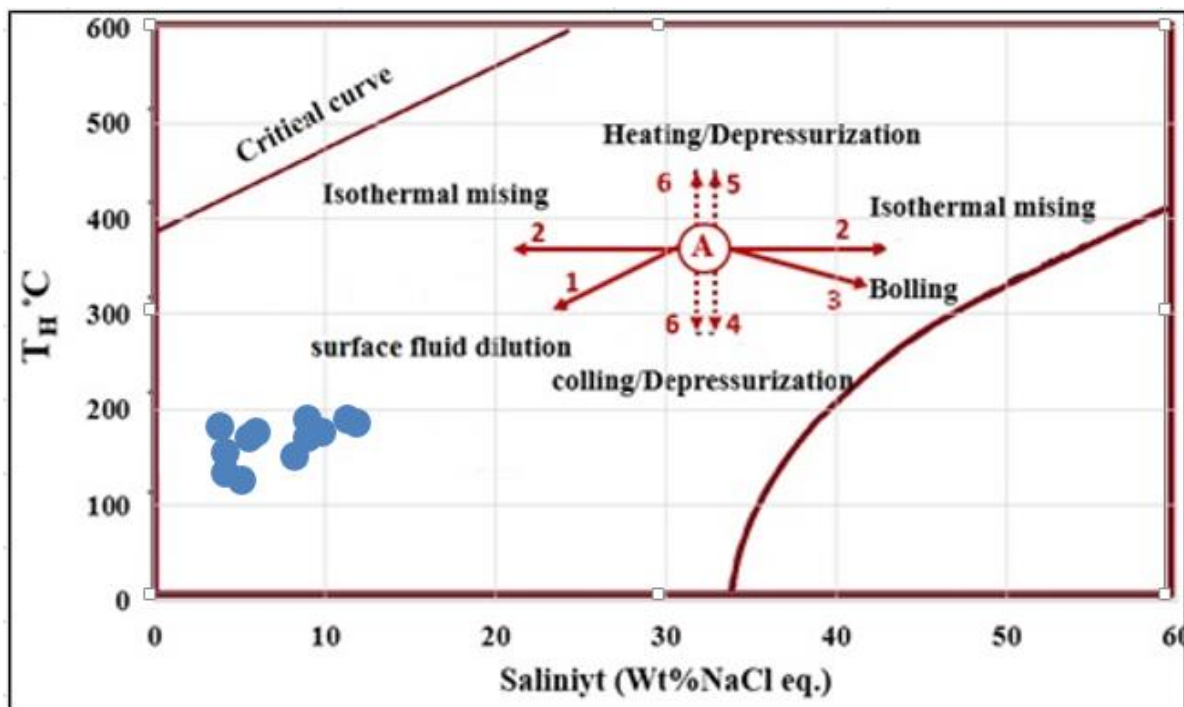


شکل ۶-۹: نمودار محدوده دما و شوری سیالات درگیر در کانسار آنتیموان حیدرآباد.

۶-۱۱: تکامل سیال در کانسار آنتیموان حیدرآباد

جوش و اختلاط سیالات دو عامل مهمی هستند که معمولاً شرایط لازم برای ته‌نشست کانسارها را فراهم می‌آورند و باعث فوق اشباع شدن سریع سیال گرمابی در محدوده سنگ‌ها و ته‌نشست کانسارها می‌شوند (ویلکینسون، ۲۰۰۱). جوش معمولاً به این معناست که هرگاه درجه حرارت از نقطه‌ی جوش سیالی بیشتر شود آن سیال شروع به جوشیدن می‌نماید. هرگاه فشار از روی سیالات کانسار ساز برداشته شود نیز جوشش می‌تواند حادث شود که به چنین جوششی، جوشش قهقرایی گفته می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). جوشش از مکانیسم اصلی ته‌نشست کانه بوده و هنگامی که دمای انحلال کاهش می‌یابد ته‌نشینی فلز افزایش می‌یابد. به طور کلی سیر تحول سیال را در شکل (۶-۷) نشان داده شده است روند ۱ حاصل آمیخته شدن سیال با سیالات سردتر و کم‌شورتر است. روند ۲ حاصل

آمیخته شدن سیال ایزوترمال با سیال با شوری متفاوت است. روند ۳ جوشش سیال باعث افزایش شوری فاز مایع باقی مانده خواهد شد. روند ۴ سرد شدن ساده سیالات روند چهار را شامل می‌شود. روند ۵ نابهنجاری یعنی نشست انکلوژین‌ها در طی گرم شدن را نشان می‌دهد. شکل ۶-۱۰ انواعی از شوری و T_H متفاوت که باعث فرایند ایجاد سیالات مختلف می‌شوند را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۱۰: نمودار شوری- دمای همگن شدن جهت تعیین فرایندهای موثر در تکامل سیال و نهشت.

براساس موقعیت نمونه های پلات شده در (شکل ۶-۱۰) نحوه تکامل این سیالات در جهت خط ۱ می باشد. این مسیر نشان دهنده آن است که سیالات مشتق شده از توده و یا توده‌های ماگمایی دارای حرارت و شوری بالا در عمقی کمتر از ۱۸۸,۸ متری و با فشاری معادل با ۵۰ بار با سیالات جوی که از طریق درزه و شکاف‌ها به زیر سطح راه یافته اند، مخلوط شده و حاصل این عمل ایجاد یک شوک حرارتی و تغییر در شرایط پایداری و حمل کمپلکس‌های فلزی و ته‌نشست فلزات شده است.

فصل ہفتم: نتیجہ گیری، بحث و

تعمین اثر

۷-۱- مقدمه

با شناخت دقیق عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی در یک کانسار می‌توان به ارائه الگوی زمین‌شناسی، پیشنهادات و کلیدهای اکتشافی مبتنی بر مطالعه‌ی کانسارهای مشابه که از مستلزمات مطالعه یک کانسار است، پرداخت. در این فصل به عنوان مبحث پایانی تحقیق حاضر، با توجه به توضیحات ارائه شده در مورد طبقه‌بندی انواع کانسارهای آنتیموان، شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سیالات درگیر، چگونگی و نحوه تشکیل کانسار مورد مطالعه مدنظر قرار گرفت که می‌تواند راهنمای مناسبی برای پیشنهادات اکتشافی جدید در منطقه باشد و در نهایت با بررسی موارد ذکر شده، مدل احتمالی تشکیل آنتیموان در این کانسار ارائه خواهد شد. علاوه بر این به‌صورت مختصر به مقایسه کانسار مورد مطالعه با کانسارهای آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان، ایران و سایر نقاط جهان پرداخته‌ایم.

۷-۲- بحث

۷-۲-۱- مطالعات و مشاهدات صحرایی

در تقسیم‌بندی کلی پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران، کانسار آنتیموان حیدرآباد در بخش بالایی زون فلیشی شرق ایران قرار می‌گیرد (آقابات، ۱۳۸۳). واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه از لحاظ سنی، محدوده سنی ائوسن تا عهد حاضر را در بر می‌گیرند. عمده‌ترین واحدهای سنگی در این ناحیه شامل اوالترابازیک‌ها، فلیش‌ها، سنگ‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی می‌باشد. قدیمی‌ترین واحد، رسوبات فلیشی به سن ائوسن و جوان‌ترین آنها رسوبات کواترنری و آبرفت‌های عهد حاضر هستند. به لحاظ جایگاه تکتونیکی، این کانسار در زون فرورانش حاشیه قاره‌ای تشکیل شده است.

۷-۲-۲- کانی شناسی

کانی‌های آنتیموان در کانسار مورد مطالعه، به دو دسته کانی‌های اولیه (هیپوژن) و ثانویه (سوپرژن) تقسیم می‌شوند. کانی‌های آنتیموان سوپرژن نتیجه اکسایش سولفیدها و سولفاسالت‌های هیپوژن در یک محیط اکسیدان هستند. کانه‌های آنتیموان در درجه حرارت بین ۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد از محلول‌های کانه‌دار رسوب می‌نمایند (بابازاده، ۱۳۸۳). مطالعات کانی‌شناسی، نتایج حاصل از آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) و تجزیه ریز کاوش الکترونی (EPMA) در محدوده مطالعاتی، کانی‌های متنوعی را در واحدهای کنگلومرایی آشکار نمودند. این مطالعات نشان دهنده‌ی حضور غالب فازهای آنتیموان‌دار مانند استینیت (سولفید آنتیموان و اولیه)، سنارمونیت (اکسید آنتیموان و ثانویه)، استیکونیت (هیدروکسید آنتیموان و ثانویه) بود، که استینیت فراوان‌ترین و اصلی‌ترین آن‌ها می‌باشد. این کانی‌ها در رگه‌هایی با ضخامت به طور میانگین نیم متر و همراه با سایر کانی‌های آنتیموان‌دار دیده می‌شود. به‌طور معمول استینیت در واپسین مراحل فاز گرمایی - اپی‌ترمال پدید می‌آید (قربانی، ۱۳۷۴). کانی‌های پیریت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، کوارتز، کلسیت و دولومیت باطله‌های مورد مشاهده در کانسار آنتیموان حیدرآباد می‌باشند. تجزیه کانی استینیت که عمده‌تاً از حواشی آن آغاز شده و در برخی نمونه‌ها پیشرفت داشته، در محیطی اکسیدان موجب تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای آن (سنارمونیت و استیکونیت) شده که معمولاً در اطراف رگه‌ها و رگچه‌های استینیت قابل مشاهده‌اند. در نمونه‌های کم عیار ماده معدنی، کانی سولفیدی پیریت مشاهده گردیده است. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) نیز سولفیدهای آنتیموان را همراهی می‌کنند و به سنگ رنگی زرد، قهوه‌ای تا قرمز داده‌اند. نتایج مطالعات میکروسکوپی و همچنین تجزیه‌های ریز کاو الکترونی نشان دهنده‌ی عدم وجود کانی‌های پاراژن استینیت مانند گالن، سینابر، آرسنوپیریت و سایر کانی‌های سولفیدی می‌باشد. این کانی‌زایی می‌تواند شاخص کانسارهای تیپ اپی‌ترمال از نوع کوارتز - استینیت در محدوده مورد مطالعه باشد.

۷-۲-۳- ژئومتری و بافت ماده معدنی

ژئومتری ماده معدنی در کانسار رگه‌ای حیدرآباد به صورت رگه‌ای و رگه - رگچه‌ای می‌باشد که درون یک زون گسله با روند شمال غرب - جنوب شرق به میزبانی سنگ کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای رنگ در سطح و در عمق کنگلومرای قرمز و خاکستری رنگ قرار گرفته است. این رگه معدنی در سطح به تبعیت از سیستم گسلی و درز و شکاف‌های موجود در اطراف در طول خود پیچ و خم‌هایی دارد، که رگه‌های کوچک منشعب شده از رگه اصلی نیز در طول آن به چشم می‌خورد.

بافت ماده معدنی در محدوده مطالعاتی، پر کننده فضاها (شکافه پر کن)، رگه - رگچه‌ای، سوزنی (رشته‌ای)، جانشینی (بر جای مانده)، تیغه‌ای، توده‌ای، صلیبی و کاتاکلاستیک می‌باشد. حضور بافت جانشینی، تشکیل این بافت را به دیاژنز نسبت می‌دهند. بخش‌هایی از توده معدنی در نتیجه عملکرد بعدی گسل‌ها و دگر شکلی بعدی دستخوش تغییر شکل و جا به جایی شده‌اند، ولی ساخت و بافت‌های اولیه به خوبی حفظ شده‌اند. بدین صورت که در بخش‌هایی از فرا یا فرو دیواره توده‌های معدنی، نفوذ کانه‌های آنتیموان به صورت رگه - رگچه‌ای در درون سنگ درونگیر روی داده است. همچنین نفوذ مواد باطله در درز و شکاف‌های موجود در توده معدنی قابل مشاهده‌اند. به نظر می‌رسد این پدیده‌ها رویکردی از فرایندهای ثانوی بعد از کانه‌زایی باشند یا به عبارت دیگر نشان دهنده فرایندهای ثانویه برون‌زاد تأخیری بر روی کانه‌زایی می‌باشند (Karakus et al, 2011). همچنین در برخی از موارد ماده معدنی تحت تنش‌های تکتونیکی بعدی قرار گرفته و خرد شدگی‌هایی در سطح مقطع از کانی به وجود آمده که بافت کاتاکلاستیک را توجیه می‌نماید. یعنی می‌توان گفت که بافت ثانویه کاتاکلاستیک نشانه دگرشکلی کانه پس از تشکیل آن می‌باشد. فضاها (خالی سنگ و به‌ویژه درزه‌ها و شکاف‌های موجود توسط هجوم سیالات گرمایی با درجه حرارت پایین (چون تأثیر و دگرسانی شدیدی را در سنگ میزبان ایجاد نکرده‌اند) پر شده است.

۴-۲-۷- دگرسانی در محدوده مطالعاتی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی مجموعه دگرسانی‌های موجود در محدوده مطالعاتی شامل: دگرسانی سیلیسی، آرژیلیکی، کربناتی و پهنه‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن می‌باشند. که دگرسانی سیلیسی و پهنه‌های اکسید - هیدروکسید آهن در سطح محدوده مورد مطالعه از مهمترین دگرسانی‌های همراه با کانه‌زایی می‌باشند و دگرسانی آرژیلیک در عمق دارای بیشترین گسترش می‌باشد. دگرسانی کربناتی فقط در سطح کانسار حضور دارد. سیلیسی شدن از طریق محلول‌های گرمایی و ماگمایی غنی از سیلیس و با انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ و یا در طی دگرسانی‌ها رخ داده است. کربنات‌های مشاهده شده در دگرسانی کربناتی بیشتر از نوع دولومیت می‌باشند. مهمترین عامل در شدت پهنه‌بندی اکسید و هیدرواکسیدهای آهن، تکتونیک و سیالات گرمایی می‌باشد.

۵-۲-۷- ژئوشیمی کانسنگ

نتایج مطالعات ژئوشیمی کانسنگ در محدوده مورد مطالعه در نمونه‌های سطحی بین آنتیموان با عناصر سرب، مس و آهن همبستگی مثبت و با عناصر طلا، مولیبدن، آرسنیک و گوگرد همبستگی منفی دارد که در نمونه‌های عمقی همبستگی مثبت این عنصر با عناصر طلا، نقره، مس، آرسنیک و گوگرد و همبستگی منفی با عناصر سرب، مولیبدن و آهن مشاهده می‌شود. ضریب همبستگی بین آنتیموان با سرب دارای بیشترین میزان همبستگی (۰/۱) نسبت به سایر عناصر می‌باشد. همچنین عیار آنتیموان از سطح به عمق کاهش می‌یابد.

۶-۲-۷- عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز کانه

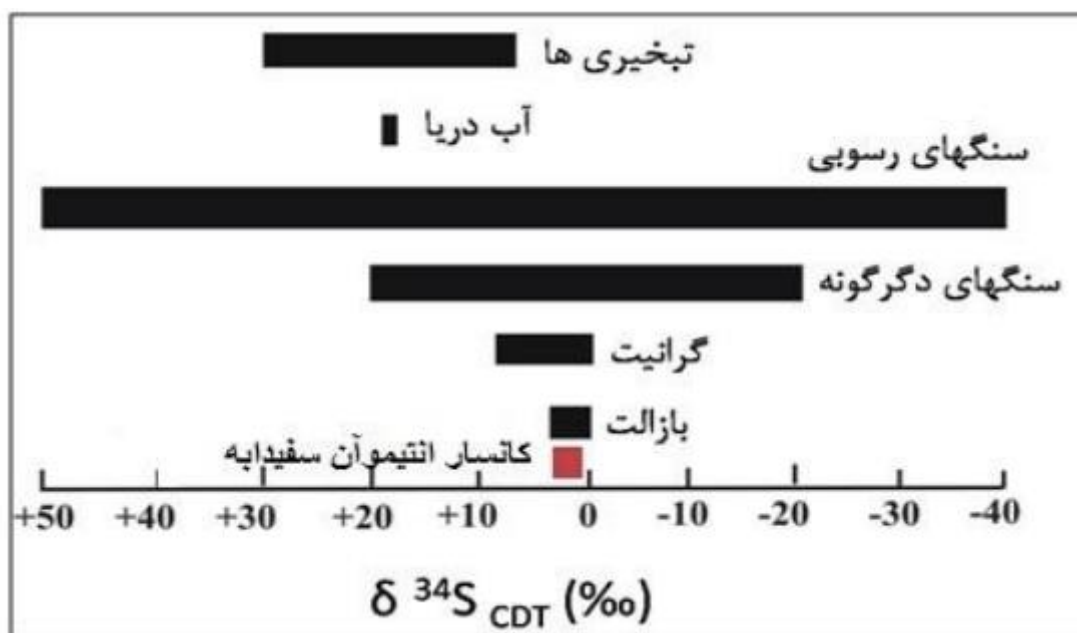
عوامل مؤثر در نهشت ماده معدنی در کانسارهای گرمایی عموماً توسط دو عامل اساسی ساختمانی و شیمیایی کنترل می‌شود. عوامل ساختاری در توزیع و تمرکز سیالات کانی‌ساز مؤثر بوده و عوامل شیمیایی حمل و ته‌نشست ماده معدنی را کنترل می‌کنند. مهمترین عوامل فیزیکوشیمیایی در نهشته

شدن ماده معدنی از سیالات گرمایی توسط بارنز (Barnes, 1979) معرفی شده که شامل تغییر دما، سرد شدن عادی، تغییر فشار، افت فشار معمولی، تغییرات شیمیایی حاصل از واکنش بین سیالات کانه‌دار و سنگ‌های گذرگاه آن‌ها و تغییرات شیمیایی حاصل از واکنش بین سیالات کانه‌دار و سنگ‌های گذرگاه آن‌ها و تغییرات شیمیایی ناشی از اختلاط محلول‌ها هستند. هیچ یک از این عوامل به تنهایی در تمرکز و نهشت ماده معدنی عمل نمی‌کنند و همیشه مجموعه‌ای از این عوامل در تشکیل یک کانسار مؤثر است. از آنجایی که یکی از عوامل کنترل کننده کانی‌سازی عوامل لیتولوژیکی می‌باشد و سنگ میزبان کانی‌سازی در محدوده مورد مطالعه کنگلومرا است. می‌توان گفت در این محدوده با توجه به این که کنگلومرا در سطح زمین و همچنین در زیر سطح آن هیچ گونه آثاری از عنصر آنتیموان در ترکیب شیمیایی خود ندارد، نمی‌تواند نقشی در منشأ و تأمین این کانی داشته باشد و تنها نقش مؤثر آن در این جا فقط به عنوان سنگ میزبان ماده معدنی می‌باشد. حال به بررسی عوامل مؤثر در کانی‌سازی آنتیموان در کانسار حیدرآباد که شامل عوامل مؤثر در منشأ فلز آنتیموان، منشأ سیالات کانه‌ساز، کنترل کننده‌های ساختاری و در نهایت عامل فیزیکوشیمیایی می‌باشد می‌پردازیم.

❖ سنگ منشأ

از آنجایی که در محدوده مطالعاتی کانسار آنتیموان حیدرآباد هیچ واحد آذرینی رخنمون ندارد، بنابراین توده آذرین که هم منشأ کانی‌های آنتیموان بوده و هم نقش موتور حرارتی لازم جهت تأمین حرارت برای کانه‌زایی را داشته در زیر سطح زمین و در اعماقی بیشتر از حفاریات عمقی وجود داشته است. بر اساس نتایج به دست آمده از مطالعات فرشیدپور (۱۳۹۱)، بر روی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در کانسار آنتیموان سفیدابه واقع در جنوب کانسار حیدرآباد، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های استینیت، از ۰/۸۳ تا ۰/۱۷۲٪ در تغییر و میانگین آن ۱/۱۳ می‌باشد. که این مقدار منطبق با مقدار $\delta^{34}\text{S}$ گرانیت‌ها (حدود $2 \pm 0\%$) می‌باشد (شکل ۷ - ۱). با توجه به حضور توده‌های گرانیتی عظیم در

منطقه و مخصوصاً منطقه آنتیموان دار لخشک، کانه‌زایی آنتیموان در مرز توده گرانیتی با دگرگونی‌ها صورت گرفته است، می‌توان منشأ گوگرد و در نتیجه فلز استینیت در منطقه را به توده‌های نفوذی گرانیتی نسبت داد.



شکل ۷-۱: مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ مربوط به محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Hoefs, 2004)، در مقایسه با کانسار آنتیموان سفیدابه (فرشیدپور، ۱۳۹۱).

❖ عوامل مؤثر در منشأ سیالات کانه‌ساز

با توجه به شباهت زیاد کانسار آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد از لحاظ کانی اصلی آنتیموان‌دار (استینیت)، سنگ میزبان و کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی و ... و همچنین شباهت فراوانی $\delta^{34}\text{S}$ سولفیدهای ماگمایی (به‌طور متوسط حدود $2 \pm 0\%$) با $\delta^{34}\text{S}$ استینیت‌های سفیدابه، می‌توان چنین استنباط کرد که گوگرد لازم برای تشکیل کانی‌های سولفیدی در کانسار آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد، از منشأ سیالات هیدروترمال و یا ماگمایی تأمین شده است. قابل ذکر است که بر اساس

مطالعات انجام شده میکروترمومتری انجام شده بر روی سیالات درگیر کانسار حیدرآباد، سیالات کانه‌ساز در این محدوده حاصل اختلاط سیالات ماگمایی و جوی می‌باشد.

❖ عامل کنترل کننده ساختاری

عوامل ساختمانی در توزیع و تمرکز سیالات کانه‌ساز در محدوده مطالعاتی مؤثر بوده است. به طوری که اصلی و فرعی و شکستگی‌ها فضاها را جهت حرکت سیالات گرمایی و تمرکز ماده معدنی موجود در این محلول‌ها به صورت رگه‌ای به وجود آورده‌اند. سیستم گسلی شمال غرب - جنوب شرق که با بیشترین طول، گسل اصلی محدوده مطالعاتی محسوب می‌شود و کانی‌زایی در امتداد آن رخ داده است، مهمترین کنترل کننده ساختاری منطقه می‌باشد. البته باید توجه داشت که بسیاری از گسل‌های همزمان با کانی‌سازی، تحت تأثیر سیالات تحت فشار ایجاد می‌شوند (Sibson, 1987). علاوه بر آن سیالات گرمایی با ایجاد خرد شدگی در کنار گسل‌ها و نیز شستشوی سنگ‌ها باعث افزایش نفوذپذیری می‌شوند. این عامل نیز در کانی‌سازی آنتیموان در کانسار حیدرآباد مؤثر بوده است.

❖ عوامل کنترل کننده‌های ژئوشیمیایی

تغییر درجه حرارت، افت فشار، واکنش بین سیال و سنگ دیواره، اختلاط با آب‌های جوی، جوشش سیالات، تغییرات Eh و Ph باعث تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محلول شده و نهشت مواد معدنی را سبب می‌گردد (Guilbert & Park, 1986). حلالیت بسیاری از ترکیب‌ها در محلول‌های آبی با دمای زیاد، به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد و نرخ واکنش‌های شیمیایی نیز با تغییر دما تغییر می‌کند. با حرکت سیال از عمق به سمت سطح زمین دما کاهش می‌یابد. که این موضوع منجر به کاهش حلالیت و پایداری برخی از کمپلکس‌های دما بالا می‌شود، که ممکن است سبب ته‌نشست گسترده برخی عناصر از محلول‌ها شود. کاهش دما در کانسار حیدرآباد، به احتمال زیاد یکی از عوامل ته‌نشست مواد معدنی بوده است. با کاهش دما و پیدایش فاز مایع (H_2O) پایداری کمپلکس‌های دما بالا کاهش یافته و در نتیجه برخی از کمپلکس‌های اسیدی پایدار تفکیک می‌شوند. بنابراین باید انتظار داشت در ابتدای

فرایندهای گرمایی، قدرت اسیدی محلول بالا باشد. از این رو حمل و نقل فلزات از جمله عناصری مانند Sb به دلیل تشکیل کمپلکس‌ها به سهولت انجام می‌شود. اما در مراحل بعد تبادلات یونی وسیع محلول‌های اسیدی یا سنگ‌های درونگیر سبب خارج کردن مقادیر زیادی از فلزات قلیایی و قلیایی خاکی از سنگ‌های پیرامون می‌شود، که منجر به خنثی شدن محلول و افزایش فعالیت بازی آن می‌گردد. فشار نیز عامل مهمی است که بر رفتار سیستم‌های طبیعی تأثیر زیادی می‌گذارد. کاهش ناگهانی فشار در یک سیستم (مانند گسل خوردگی) سبب تجزیه کمپلکس‌های اسیدی می‌گردد. سیستم‌های درزه و گسل، ساختارهای اصلی در کنترل کانه‌زایی در کانسار آنتیموان حیدرآباد هستند.

❖ سیالات درگیر

بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروترموبارومتری، سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فاز $L+V$ با اندازه های متغیر و به طور متوسط در حدود ۵ میکرون می‌باشد. مطالعات میکروترموبارومتری بر روی میانبارهای سیال، محدوده دمایی ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۴ تا ۱۴ معادل با درصد وزنی نمک طعام و محدوده فشار کمتر از ۵۰ بار نشان می‌دهد. عمق به دام افتادن میانبار سیال عمقی کمتر از ۱۸۸/۸ متری سطح زمین است. سیال در کانسار آنتیموان حیدرآباد سیالی با میزان شوری کم تا متوسط است که بیانگر اختلاط سیالات جوی دارای شوری کم با سیالات ماگمایی دارای شوری کم تا متوسط است.

۷-۳- توصیف کانسار آنتیموان حیدرآباد و ویژگی‌های کانی‌زایی در این کانسار

کانی‌سازی در کانسار آنتیموان حیدرآباد در سطح زمین، به صورت رگه‌ای بوده که درون واحد سنگی کنگلومرای قرمز رنگ الیگومیوسن، در امتداد گسل‌های با روند شمال غرب - جنوب شرق صورت گرفته است. در زیر سطح زمین این کانی‌سازی به صورت ناپیوسته و اصطلاحاً دانه تسبیحی درون واحدهای سنگی کنگلومرای قرمز و خاکستری با روندی مشابه روند رگه کانه‌دار در سطح امتداد دارد. در این کانسار سن رگه کانه‌دار جوان‌تر از سنگ میزبان (اپی ژنتیک) می‌باشد. با توجه به پویا بودن اغلب

گسل‌های ناحیه، احتمال عملکرد مجدد کانی‌سازی نیز زیاد می‌باشد که خرد شدگی‌های موجود در رگه احتمالاً مربوط به فعال شدن سیستم گسلی است که کانی‌سازی در امتداد آن رخ داده است. طول کلی رگه آنتیموان حیدرآباد تقریباً ۶۰۰ متر می‌باشد. ضخامت آن نیز در طول گسترش خود بسیار متفاوت است و در اندازه‌گیری‌های به عمل آمده از ضخامت آن در حدود ۵ تا ۶۰ سانتی‌متر و حداکثر یک متر و دارای شیبی قائم تا ۵۵ درجه به سمت شمال‌شرق می‌باشد. کمر بالا و پایین کانسار هر دو واحد سنگی کنگلومرایی می‌باشد. میزان عیار رگه معمولاً در کمر پایین کاهش شدیدی دارد و با افزایش فاصله و دور شدن از رگه روند کاهش عیار افزایش می‌یابد. البته ضخامت رگه را با ضخامت کانی‌سازی نباید یکسان فرض کرد، زیرا کمر پایین و بالای رگه هر دو دارای عیاری از آنتیموان می‌باشند که بدین ترتیب ضخامت زون کانی‌سازی را باید همواره بیش از ضخامت رگه سولفیدی دانست و عموماً عرضی چند متری (متغیر در امتداد رگه) را شامل می‌شود. کانی‌شناسی در این کانسار ساده است و مهمترین کانی آنتیموان‌دار در آن استیبنیت می‌باشد. کانی‌های استیکونیت، سنارمونیت، همتایت، گوتیت، کوارتز و به مقدار کمتر کلسیت کانی‌های همراه استیبنیت در طول رگه معدنی می‌باشند. بافت ماده معدنی در محدوده مطالعاتی، رگه - رگچه‌ای، سوزنی (رشته‌ای)، جانشینی (بر جای مانده)، تیغه‌ای، توده‌ای، صلیبی، کاتاکلاستیک، پر کننده فضاهای خالی (شکافه پر کن) می‌باشد. کانی باطله اصلی کانسار عموماً سیلیس (کوارتز) و در مواردی به مقدار کمتر کربنات‌هایی از قبیل کلسیت است. تجزیه کانی استیبنیت که عمدتاً از حواشی آن آغاز شده و در برخی نمونه‌ها پیشرفت داشته، در محیطی اکسیدان موجب تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای آن بویژه سنارمونیت و اسیبکونیت شده که معمولاً در اطراف رگه‌ها و رگچه‌های استیبنیت قابل مشاهده‌اند. اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت، مگنتیت) نیز سولفیدهای آنتیموان را همراهی می‌کنند و به سنگ رنگی زرد، قهوه‌ای تا قرمز داده‌اند. نتایج مطالعات میکروسکوپی و همچنین تجزیه‌های ریز کاو الکترونی نشان دهنده‌ی عدم وجود کانی‌های پاراژنز استیبنیت مانند گالن، سینابر، آرسنوپیریت و سایر سولفیدها می‌باشد.

۷-۴- ویژگی‌های کانسارهای هیدروترمال (گرمابی)

به‌طور معمول کانی‌های اقتصادی آنتیموان (عمدتاً استینیت) به دلیل ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص در واپسین فازهای فرایندهای گرمابی پدید می‌آیند (Lindgren, 1933). از این رو ذخایر اقتصادی آنتیموان به‌طور معمول در نزدیکی سطح زمین تشکیل می‌شوند. با توجه به بررسی ویژگی‌های کانه‌زایی در سطح و زیر سطح زمین در این کانسار و بیان ویژگی‌های کلی از کانسارهای اپی‌ترمال می‌توان به همسانی و هم‌خوانی بسیار زیاد این کانسار و کانسارهای اپی‌ترمال پی برد. کانسارهای اپی‌ترمال در نزدیکی سطح زمین، در سیستم‌های گرمابی و در فشار پایین تا متوسط و دامنه حرارتی کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد نهشته شده‌اند (Barret, 1985). این کانسارها اکثراً به صورت رگه‌های سیلیسی شکافه پرکن، رگه‌های نامنظم دارای شعب فرعی، استوک ورک (داربست)، دودکش‌های برشی، فضا‌های پر شده توسط سیالات و انتشاری یافت می‌شوند. هر چند بافت جانشینی نیز در این کانسارها قابل مشاهده است، اما پر شدگی فضا‌های خالی معمول‌تر است (Guilbert & Park, 1986). برخی از پژوهشگران، معتقدند که بسیاری از کانسارهای اپی‌ترمال در ارتباط با یک استوک کوچک با شعاع حدود ۲ کیلومتر هستند که می‌تواند نقش موتور گرمابی را برای این کانسارها بازی کند (White, 1974, 1981; Norton & Cathles, 1979). کانسارهای اپی‌ترمال، دگرسانی‌های گوناگونی را نشان می‌دهند. دگرسانی‌های آرژلیک و پروپلیتیک کم و بیش در تمام کانسارهای اپی‌ترمال دیده می‌شوند (Browne, 1987). ویژگی‌های عمومی کانسارهای اپی‌ترمال در جدول ۷ - ۱ به‌طور خلاصه آورده شده است (Lindgren, 1933).

جدول ۷-۱: ویژگی‌های عمومی کانسارهای اپی‌ترمال (Lindgren, 1933).

خصوصیات	نهبشت اپی‌ترمال (Lindgren, 1933).
عمق تشکیل	در نزدیکی سطح تا عمق ۱۵۰۰ متری
درجه حرارت تشکیل	۵۰ تا ۳۰۰ سانتی‌گراد
محل تشکیل	در سنگ‌های رسوبی، آذرین، خصوصاً همراه با سنگ‌های آتشفشانی و یا سنگ‌های نفوذی کم عمق در سنگ‌های بعد از پرکامبرین که از زمان تشکیل تحت تأثیر فرسایش قرار نگرفته‌اند. معمولاً در امتداد گسل‌های عادی، درزه‌ها و ... تشکیل می‌شوند.
ماهیت توده معدنی	رگه‌های ساده که بعضی از آن‌ها نامنظم بوده، دارای اتاقک‌های جانبی هستند؛ همچنین در دودکش‌ها و رگه‌های داربستی و ندرتاً در امتداد سطوح لایه‌بندی تشکیل می‌شوند. در این کانسارها پدیده جانشینی به مقدار کم حادث می‌شود.
کانه‌ها	طلای طبیعی که بعضاً غنی از نقره می‌باشند؛ مس طبیعی، نقره طبیعی، پیریت، اسفالریت، گالن، مارکاسیت، کالکوپیریت، سینابر، جیمسونیت، استیبنیت، رآلگار، اورپیمنت، آرژنتیت، سلنیدها و تلوریت‌ها.
کانی‌های باطله	سیلیس به‌صورت چرت، کلسدونی یا کوارتز متبلور، سربیسیت، کلریت کم آهن، اپیدوت، باریت، آدولاریا، آلونیت، دیکیت، رودوکروسیت، ژئولیت، کربنات و فلوریت.
دگرسانی سنگ دیواره	دگرسانی وسیع و شامل: چرتی شدن، کائولینیتی شدن، پیریتی شدن، دولومیتی شدن و کلریتی شدن.
بافت و ساخت	نوار بندی قشری بسیار معمول است، کوکاد، رگه‌های حفره‌دار و برشی، اندازه دانه‌ها متغیر است.
ساخت منطقه‌ای	نوع کانسارسازی با عمق تغییر می‌کند، دارای عمق کم می‌باشد.

۷-۵- نوع کانسار آنتیموان حیدرآباد

همان‌طور که اشاره شد تنوع کانی در کانسار آنتیموان حیدرآباد بسیار کم است. استیبنیت اصلی‌ترین کانی سولفیدی و کوارتز نیز عمده‌ترین کانی باطله شفاف این کانسار می‌باشند. کانسار آنتیموان حیدرآباد تا حدود زیادی به کانسارهای آنتیموان ساده نوع استیبنیت - کوارتز شباهت دارد. بلیس و واریس (Biliss & Orris, 1986)، مدل توصیفی برای این کانسارها ارائه کرده و مهمترین ویژگی آن‌ها را به شرح زیر توصیف کرده‌اند.

کانسارهای استیبینیت - کوارتز غالباً در اعماق کم تا متوسط و در مناطق کوهزایی مختلف تشکیل می‌شوند. شکستگی‌ها و مناطق برشی همراه با گسل‌ها از مهمترین کنترل کننده‌های کانی‌زایی و بهترین محیط ته‌نشست برای این نوع کانسارها می‌باشند. لیتولوژی‌های مختلفی مانند سنگ آهک، شیل (معمولاً آهکی)، ماسه سنگ و کوارتزیت سنگ میزبان این کانسارها را تشکیل می‌دهند. کانسارهای استیبینیت - کوارتز همچنین به وسیله لیتولوژی‌های دیگری شامل اسلیت، جریان‌های ریولیت و توف، آرژیلیت، گرانودیوریت، گرانیت، فیلیت، سیلتستون، شیست‌های میکادار - کوارتزدار، شیست‌های کلریتی، گنیس، کوارتز پورفیری، چرت، دیاباز، کنگلومرا، آندزیت، گابرو، دیوریت و بازالت نیز میزبانی می‌شوند. استیبینیت + کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کلسیت، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این کانسارها می‌باشند. دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیکی، کلریتی در این نوع کانسارها معمول می‌باشند. در صورتی که این نوع کانسارها درون سنگ‌های مافیک و اولترامافیک رخمون داشته باشند، سرپانتینی شدن نیز در آنها معمول می‌باشد. کرمزیت زرد تا متمایل به قرمز و سروانتیت سفید یا استیبکونیت از جمله کانی‌های حاصل از هوازدگی در این کانسار به شمار می‌آیند. کانسارهای شناخته شده دارای سن پالئوزوئیک تا ترشیری می‌باشند.

۷-۶- بررسی زون‌های آنتیموان سازی در ایران

تاکنون بیش از ۲۴ کانسار و اثر معدنی آنتیموان در کشور شناسایی شده است. اگرچه کانسارها و زون‌های کانی‌سازی آنتیموان در ایران همانند سایر نقاط دنیا عمدتاً رگه‌ای و با ذخیره پایین است (عمدتاً کمتر از ۳۰ هزار تن ذخیره دارند). ولی وجود بیش از ۲۲ کانسار و اثر معدنی، ایران را به یکی از مناطق پتانسیل‌دار از نر آنتیموان تبدیل کرده است. کانسارهای آنتیموان عمدتاً از نوع گرمابی درجه حرارت پایین (اپی‌ترمال) بوده و در ارتباط تنگاتنگ با کانی‌سازی طلا، جیوه، آرسنیک هستند. پی-سنگ‌های دگرگونه پرکامبرین و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی به داخل این مجموعه‌ها محیط مناسبی را جهت تشکیل کانی‌سازی گرمابی با درجه حرارت پایین به خصوص در مناطق تکتونیزه‌ای که

چرخه‌های ژئوترمالی حاصل از فعالیت‌های انتهایی ماگماتیسم جوان ترشیر (میو - پلیوسن) گسترش دارند، ایجاد نموده است. کانسارها و اثرات معدنی شناخته شده آنتیموان در ایران، علیرغم اینکه عمدتاً در ارتباط با فعالیت‌های نهایی ماگماتیسم جوان ترشیر (میو - پلیوسن) یعنی گنبد‌های آتشفشانی داسیتی و ریو داسیتی نئوژن می‌باشند. ولی در جایگاه‌های متفاوتی ظاهر شده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).

جعفری راد و همکاران (۱۳۸۰) ویژگی‌های کانسارهای آنتیموان در ایران را به‌صورت زیر شرح داده‌اند:

- تعدادی از کانسارها در پی‌سنگ قدیمی پرکامبرین جایگزین شده و فعالیت‌های ماگمایی جوان شاخصی در ارتباط با آن‌ها دیده نمی‌شوند (نظیر کانسارهای ترکمانی، پتیار، عربشاه مغانلو).
 - برخی از کانسارها در سنگ رسوبی آواری - کربناته مزوزوئیک جایگزین شده‌اند (نظیر کانسار آتش خسرو شوراب، سه قلعه، شند محمود).
 - تعدادی از کانسارها در سنگ‌های آواری - آتشفشانی ترشیر جایگزین شده‌اند و با ماگماتیسم شاخص همراه نیستند (نظیر کانسارهای آق دره، سفیدابه، قصون، سیرزال).
 - کانسارهایی که در سنگ‌های آواری - آتشفشانی ترشیر جایگزین شده‌اند و در ارتباط با فعالیت‌های گرانیتوئیدی هستند (نظیر چشمه زرد و چپلو).
 - تعدادی از کانسارها ارتباط تنگاتنگ با فعالیت‌های جوان ترشیر (میو - پلیوسن) دارند و در شکستگی‌های این مجموعه‌ای ولکانیکی جایگزین شده‌اند (نظیر داشکسن و شوراب).
- قربانی، ۱۳۸۶، ۱۳۸۷ (جدول ۷ - ۲) مشخصات برخی از کانسارهای آنتیموان‌دار را به‌صورت زیر بیان نموده است.

جدول ۷-۲: مشخصات برخی از کانسارهای آنتیموان در ایران (قربانی، ۱۳۸۶، ۱۳۸۷).

نام	موقعیت	سنگ میزبان	خاستگاه	فاز کوهزایی	شکل ماده معدنی
آق دره	۴۰ کیلومتری شمال- غرب تکاب	آندزیت (میوسن)، سنگ های رسوبی (الیگومیوسن)	هیدروترمال	بعد از پیرنه	رگ های
داشکسن	جنوب روستای نایبند	میکروگرانیت پورفیری، میکروگرانودیوریت پورفیری، داسیت و ریوداسیت (پلیوسن - پلیستوسن)، سنگ آهک (میوسن پایینی)	هیدروترمال	بعد از پیرنه	رگ های
چپلو	۶۵ کیلومتری شمال کاشمر	توف، مرمر و ماسه سنگ (ائوسن)	ابی ترمال	پیرنه	رگه - رگچه ای، پراکنده
قصون	کاشمر	توربیدایت (کرتاسه - ائوسن)	هیدروترمال	پیرنه	رگ های
مغانلو	۴۳ کیلومتری جنوب- شرقی بخش ماه نشان	گنیس و گرانیت (بعد از میوسن)، سنگ آهک و ماسه سنگ و شیل (پلیوکواترنری)	ابی ترمال	بعد از پیرنه	رگ های
پتیار	استان اصفهان	ماسه سنگ قرمز (الیگومیوسن)، شیسست و دولومیت (پرکامبرین بالایی - کامبرین پایینی)	تله ترمال	بعد از پیرنه	رگ های
پشت کله نگیان	۶۱ کیلومتری جنوب غربی بشروی	سنگ های آتشفشانی (ترشیری)، سنگ آهک، شیل، مرمر و ماسه سنگ (ژوراسیک بالایی)	هیدروترمال	پیرنه	رگ های
سه قلعه	فردوس	ریولیت (ائوسن بالایی - الیگوسن پایینی)	ابی ترمال	پیرنه	رگ های
شند محمود	فردوس	ریولیت (ائوسن بالایی - الیگوسن پایینی)	ابی ترمال	پیرنه	رگ های
شوراب	۷۷ کیلومتری جنوب شهرستان فردوس	ریولیت (ائوسن بالایی - الیگوسن پایینی)	ابی ترمال	پیرنه	رگه - رگچه ای
سیرزال	تربت جام	سنگ های آتشفشانی (ترشیری)، سنگ های رسوبی (پرمین)	هیدروترمال	پیرنه	رگه - رگچه ای
ترکمنی	انارک	مرمر (پرکامبرین بالایی - کامبرین پایینی)	هیدروترمال	پیرنه	رگه - رگچه ای

۷-۷- مقایسه کانسار آنتیموان حیدر آباد با سایر کانسارهای آنتیموان دار

در ادامه به مقایسه کانسار مورد مطالعه با کانسارهای استان سیستان و بلوچستان در سه مقیاس استانی (جدول ۷-۳)، کشوری (۷-۴) و جهانی (۷-۵) پرداخته‌ایم. استان سیستان و بلوچستان و جنوب استان خراسان جنوبی یکی از زون‌های آنتیموان سازی ایران محسوب می‌شود. حضور پنج کانسار آنتیموان حیدرآباد، سفیدابه، لخشک، شورچاه و بائوت در شمال استان سیستان و بلوچستان، این منطقه را از نظر پی‌جویی کانسارهای آنتیموان حائز اهمیت ساخته است. کانسار آنتیموان حیدرآباد بیشترین شباهت را با کانسار سفیدابه و چوپان دارد.

جدول ۷-۳: خصوصیات کانسارهای آنتیموان استان سیستان و بلوچستان.

کانسارها ویژگی‌ها	کانسار آنتیموان حیدرآباد	کانسار آنتیموان سفیدابه	کانسار آنتیموان بائوت	کانسار آنتیموان – طلا شورچاه	کانسار آنتیموان لخشک
موقعیت جغرافیایی	شمال زاهدان	شمال زاهدان	غرب زاهدان	شمال شرق زاهدان	شمال غرب زاهدان
سنگ میزبان	کنگلوмера	کنگلومرایی برشی	لیستونیت	گرانیتوئید و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده	فیلیت، اسلیت و کالک‌شپست
ساخت و بافت	رگه‌ای، رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، جان‌شینی، توده‌ای، تیغه‌ای، صلیبی، سوزنی	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی	پرکننده فضای خالی	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، اسکلتنی	رگه‌ای، رگه - رگچه، دانه - پراکنده،
سن سنگ میزبان	الیگومیوسن	الیگوسن - الیگومیوسن	-	ائوسن - الیگوسن	ائوسن
سنگ منشأ	گرانیت	گرانیت	-	-	-
محیط تکتونیکی	پهنه فرورانش	پهنه فرورانش	پهنه فرورانش	پهنه فرورانش	پهنه فرورانش
دگرسانی	سیلیسی، آرژلیک، کربناته، اکسیدهای آهن	سیلیسی، سربستی، آرژلیک	سیلیسی، کربناتی	سیلیسی، سربستی	سیلیسی، کربناتی، آرژلیک، هماتی
کنترل کننده - های کانه زایی	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها
کانی‌شناسی	استینیت، سنارمونیت و استیکونیت	پیریت، استیکونیت، سنارمونیت، والنتیت و اورپیمینیت	استینیت، اکسیدها وهیدروکسیدهای آنتیموان	استینیت، پیریت، کالکوپیریت، ارسنوپیریت طلا، گوتیت	استینیت، پیریت، آرسنوپیریت، طلا، همی مورفیت، اسفالریت، گالن، گوتیت
ترکیب و دمای تشکیل	شوری ۴ تا ۱۴ درصد و دمای ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی - گراد	شوری ۱۲ درصد و میانگین دما ۱۷۰ درجه سانتی گراد	-	شوری ۰.۲۱ تا ۵.۷۱ درصد و دمای ۱۴۶ تا ۲۲۸ با میانگین دما ۲۰۰ درجه سانتی گراد	شوری ۰.۸ تا ۷.۱ درصد و دمای ۱۵۷ تا ۲۵۵ درجه سانتی گراد
باطله‌ها	کوارتز، کلسیت، دولومیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن	کوارتز	کوارتز	کوارتز	کوارتز
تیپ کانسار	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال
منبع	تحقیق حاضر	فرشیدپور، ۱۳۹۱	خرمی، ۱۳۹۱	مرادی، ۱۳۹۱	کنعتیان، ۱۳۸۲، بدخشان، ۱۳۸۶

جدول ۴-۷: مشخصات سه کانسار آنتیموان حیدرآباد، ارغش و چوپان.

ویژگی‌ها	کانسارها	کانسار آنتیموان حیدرآباد	کانسار آنتیموان ارغش	کانسار آنتیموان چوپان
موقعیت جغرافیایی		شمال زاهدان	جنوب غرب نیشاپور	
سنگ میزبان		کنگلوما	گدازه‌های آندزیتی تا ریوداسیتی	داسیت و ریوداسیت پورفیری
ساخت و بافت		رگه‌ای، رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، توده‌ای،	رگه‌ای، رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی	رگه‌ای، جانشینی، پرکننده فضاهای خالی
سن سنگ میزبان		الیگومیوسن	ائوسن-الیگوسن	-
محیط تکتونیکی		پهنه فروانش	جزایر کمائی	پهنه فروانش
دگرسانی		سیلیسی، آرژلیک، کربناته، اکسیدهای آهن	رسی، سیلیسی و پروپیلیتی	رسی، سربیتی، سیلیسی، کلریتی
کنترل کننده‌های کانه‌زایی		مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها
کانی‌شناسی		استینیت، سنارمونتیت و استیبیکونیت	استینیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و کوارتز	استینیت، استیبیکونیت، سینابر، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، ارسنوپیریت
ترکیب و دمای تشکیل		شوری ۴ تا ۱۴ درصد و دمای ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی- گراد	شوری پایین و میانگین دما ۱۴۰ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد	شوری ۴ تا ۱۲ درصد و میانگین دما ۱۴۰ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد
باطله‌ها		کوارتز، کلسیت، دولومیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن	کوارتز	کوارتز، کلریت
تیپ کانسار		رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال
منبع		تحقیق حاضر	شمعانیان، ۱۳۹۱	خاکزاد و نخبه الفقهای، ۱۳۸۶

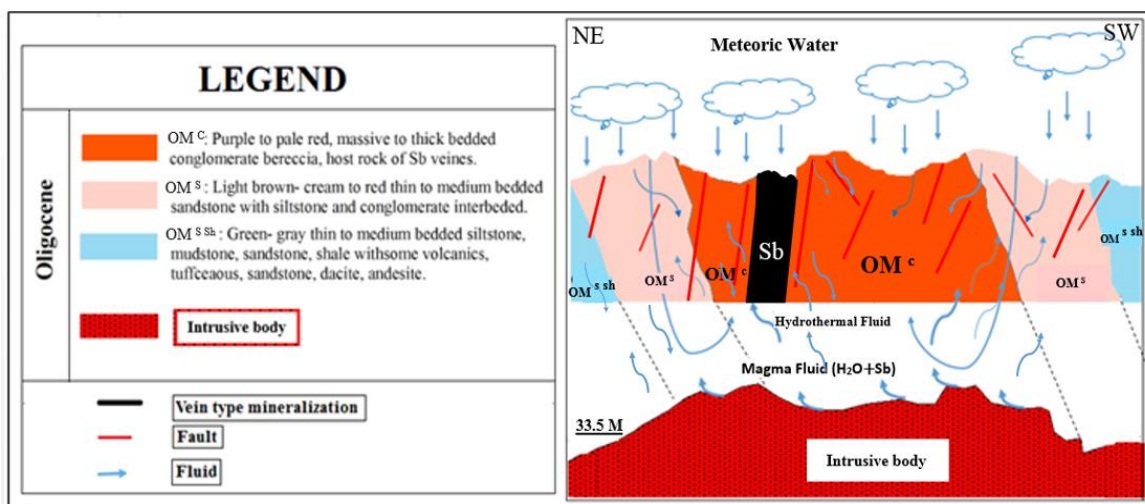
۷-۵: مقایسه کانسار آنتیموان حیدرآباد با کانسارهای آنتیموان جهان.

ویژگی‌ها / کانسارها	کانسار آنتیموان حیدرآباد	کانسار آنتیموان – طلا (Emirili and Halikoy)
موقعیت جغرافیایی	شمال زاهدان	غرب ترکیه
سنگ میزبان	کنگومرا	گرافیت شیت و میکاشیت
ساخت و بافت	رگه‌ای، رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، توده‌ای،	توده‌ای، رگه‌ای، لنزهای استراتی باند و پرکننده فضاهای خالی
سن سنگ میزبان	الیگومیوسن	اؤسن آغازین-الیگوسن آغازین
محیط تکتونیکی	پهنه فروانش	-
دگرسانی	سیلیسی، آرژلیک، کربناته، اکسیدهای آهن	سیلیسی، آرژلیک و کربناتی
کنترل کننده‌های کانه‌زایی	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها	مجموعه گسل‌ها و شکستگی‌ها
کانی‌شناسی	استینیت، سنارمونتیت و استیکونیت	استینیت، پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، طلا، اسفالریت و سولفوسالت، گالن و اورپیمنت
ترکیب و دمای تشکیل	شوری ۴ تا ۱۴ درصد و دمای ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی‌گراد	شوری پ ۷/۰ تا ۷/۱ درصد و میانگین دما ۲۳۲ تا ۳۰۷ درجه سانتی‌گراد
باطله‌ها	کوارتز، کلسیت، دولومیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن	کوارتز
تیپ کانسار	رگه‌ای اپی‌ترمال	رگه‌ای اپی‌ترمال
منبع	تحقیق حاضر	

۷-۸- مدل احتمالی ژنز کانسار آنتیموان حیدرآباد

با توجه به شواهد موجود و بر اساس مطالعات انجام شده در این پژوهش از جمله مطالعه سیال درگیر و شواهد دگرسانی، نوع کانه‌زایی در کانسار آنتیموان حیدرآباد از نوع رگه‌ای اپی‌ترمال استینیت - کوارتز است و سیال کانی‌زا از اختلاط آب‌های ماگمایی و جوی به‌وجود آمده است. کانی‌زایی

استینیت، دگرسانی‌ها و تکتونیک ارتباط بسیار نزدیکی با یکدیگر دارند، به‌طوری‌که فعالیت‌های تکتونیکی سبب ایجاد گسل‌ها، درزه و شکاف‌های فراوانی شده است، که این امر باعث تسهیل عبور سیالات هیدروترمال کانه‌زا گردیده است. بر اساس مطالعات ایزوتوپ‌های گوگرد توسط فرشیدپور (۱۳۹۱)، محتمل‌ترین منشأ گوگرد در کانسار آنتیموان سفیدابه که در جنوب کانسار حیدرآباد قرار دارد (از نظر کانی‌سازی و سنگ میزبان و همچنین تیپ کانسار مشابه کانسار مورد مطالعه می‌باشد و به نظر می‌رسد که این کانسار ادامه‌ی رگه‌ی حیدرآباد باشد)، را می‌توان یک توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی در نظر گرفت که علاوه بر نقش مستقیم در تأمین گوگرد سیال کانه‌ساز، به‌عنوان یک منبع حرارتی نقش مهمی را در کانی‌سازی کانسار آنتیموان سفیدابه و حیدرآباد بر عهده داشته است. در این پژوهش مدلی فرضی برای نحوه‌ی تشکیل کانسار حیدرآباد پیشنهاد کرده‌ایم که در شکل ۷ - ۲ این مدل احتمالی نشان داده شده است. چرخه‌های گرمایی متعاقب فعالیت‌های ماگمایی، در نواحی گوناگون جهان و به‌ویژه در مناطق دارای ساختار گسله، منشأ کانسارهای رگه‌ای گرمایی بوده‌اند. کانسار آنتیموان حیدرآباد به‌صورت یک سیستم رگه‌ای طویل و نسبتاً باریک در زون گسله و چین خورده سیستان قرار گرفته است. منبع ماگمایی اصلی که سازنده این کانسار می‌باشد با توجه به اینکه رخنمونی از توده‌های نفوذی همراه با کانی‌سازی در محدوده مطالعاتی دیده نمی‌شود، همان‌گونه که اشاره گردید احتمالاً یک توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی به سن بعد از میوسن می‌باشد که فاقد رخنمون است. چنین به نظر می‌رسد که آنتیموان به دلیل تحرک زیاد به همراه عناصری مانند گوگرد، توسط سیالات گرمایی منشأ گرفته از این منبع ماگمایی، در اثر چرخه‌های گرمایی بعد از ماگماتیسم، به درون ساختار گسله منطقه حمل شده است. در نتیجه‌ی واکنش سیالات گرمایی با سنگ‌های اطراف، pH این سیالات افزایش یافته و عناصر محلول در آن‌ها درون ساختار گسل‌ها به‌صورت رگه‌ای نهشته شده‌اند.



شکل ۷-۲: تصویر شماتیک از مدل احتمالی تشکیل کانسار آنتیموان حیدرآباد.

۷-۹- نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

❖ سنگ میزبان اصلی ماده معدنی، کنگلومرای الیگومیوسن است که در جنوب شرقی محدوده مورد مطالعه رخنمون دارد.

❖ این کانسار در پهنه ساختاری فلیشی شرق ایران قرار گرفته است و کانه زایی به گونه آشکاری در پهنه های تکتونیزه رخ داده است. به همین دلیل می توان گسل ها را یکی از مهمترین کنترل کننده های کانی سازی در کانسار آنتیموان حیدرآباد به شمار آورد.

❖ روند غالب ساختارهای زمین شناسی محدوده مطالعاتی شمال شرقی - جنوب غربی می باشد.

❖ روند گسل اصلی کنترل کننده کانی سازی در کانسار آنتیموان حیدرآباد، شمال شرقی - جنوب غربی می باشد. که گسل های فرعی در طول کانه زایی باعث جابه جایی عرضی رگه کانه دار شده است.

❖ کانسار آنتیموان حیدرآباد، رگه ای اپی ترمال و از نوع استیبینیت - کوارتز است.

❖ کانه زایی آنتیموان در کانسار مورد مطالعه، به صورت اپی ژنتیک و بعد از الیگوسن رخ داده است.

❖ ماده معدنی آنتیموان به صورت رگه - رگچه ای در سنگ میزبان جای گرفته است.

- ❖ واحدهای ولکانیکی در محدوده معدنی فاقد رخنمون است که همین واحدها در شمال شرقی محدوده مطالعاتی رخنمونی بسیار ناچیز دارند و شامل چند دایک و سیل کوچک می باشد که با توجه به اینکه ذخایر نوع استینیت - کوارتز، که مشابه با رگه مورد مطالعه هستند، را از نوع گرمابی در ارتباط با فرایندهای پلوتونیک می دانند از این رو ارتباط این کانی زایی در حیدرآباد با دایک و سیل محدوده مطالعاتی منتفی می باشد.
- ❖ دگرسانی های کانسنگ محدود به دگرسانی سیلیسی، آرژیلیکی، کربناتی و آغشتگی به هیدروکسید - اکسید آهن است و دگرسانی های دما بالا مانند پتاسیک در محدوده مورد مطالعه مشاهده نشده است.
- ❖ مجموعه کانی های کانسار، شامل کانی های سولفیدی استینیت، پیریت، کانی های اکسیدی سنارمونیت و کانی های هیدروکسیدی استیکونیت است.
- ❖ فراوانی کانی های اکسیدی آنتیموان نشانه ای از تجزیه کانی استینیت در محیطی اکسیدان دارد که این اکسیدها (سنارمونیت) در اطراف رگه - رگچه های استینیت مشاهده می شوند.
- ❖ بررسی های انجام شده توسط آنالیز EPMA کانی نشان دهنده ی حضور مقادیری گوگرد، آهن و سیلیس در شبکه ساختاری استینیت های منطقه می باشد.
- ❖ کوارتز و به مقدار کمتر کلسیت و همچنین اکسید و هیدروکسیدهای آهن به عنوان مهمترین باطله های کانسار محسوب می شوند.
- ❖ بافت اصلی کانسار پر کننده فضای خالی است که نشان از دیر زاد بودن (Epigenetic) بودن فرایند کانی سازی در کانسار آنتیموان حیدرآباد دارد. بافت جانشینی نیز در این کانسار مشاهده شده است.
- ❖ عیار آنتیموان از سطح به عمق کاهش می یابد. این عنصر با سرب بیشترین ضریب همبستگی را دارد. ضریب همبستگی آن با عناصر آرسنیک و گوگرد مشابه است به گونه ای که این ضرایب در نمونه های سطحی منفی و در نمونه های عمقی مثبت است.

❖ سیالات درگیر در کانسار آنتیموان حیدرآباد، از نوع اولیه دو فاز $L+V$ با اندازه های متغیر و به طور متوسط در حدود ۵ میکرون با محدوده دمایی ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی گراد و شوری ۴ تا ۱۴ معادل با درصد وزنی نمک طعام و محدوده فشار کمتر از ۵۰ بار هستند. عمق به دام افتادن میانبار سیال ۱۸۸/۸ متری سطح زمین می باشد. که این شواهد بیانگر اختلاط سیالات جوی دارای شوری کم با سیالات ماگمایی دارای شوری کم تا متوسط است.

۷-۱۰- پیشنهادات

با توجه به محدودیت زمانی، بودجه ای و دستگاہی که بر سر راه این پژوهش و پژوهش های مشابه وجود دارد، لذا به طور قطع نمی توان ادعا نمود که با انجام یک تحقیق، پرونده مطالعه بر روی یک کانسار بسته شود. مقالات علمی که سالانه منتشر شده و نشان از تحقیق بر روی یک کانسار واحد دارند، تأییدی بر نظر فوق است. به هر حال در انجام این پژوهش به دلیل محدودیت های فوق، امکان انجام موارد زیر میسر نشده است؛ لذا این موارد برای تحقیقات آینده پیشنهاد می گردد.

۷-۱۰-۱- پیشنهادهای اکتشافی

✓ با در نظر گرفتن موقعیت زمین شناسی، زمین ساختی و ناهنجاری های فلزی موجود، محدوده مورد مطالعه از پتانسیل نسبتاً خوبی جهت پی جویی و اکتشاف کانسارهای آنتیموان برخوردار است.

✓ با توجه به کانه زایی آنتیموان در امتداد پهنه گسلی با روند شمال غرب - جنوب شرق در این محدوده معدنی و وجود گسل هایی دیگر با همین روند در اطراف رگه کانه دار پیشنهاد مطالعه و بررسی های کامل و جامع تری در این محدوده می گردد.

✓ استفاده از مطالعات دور سنجی در اکتشافات ذخایر جدید در منطقه، با توجه به مطالعه بر روی کانسار آنتیموان حیدرآباد و استفاده از داده های آن در اکتشاف ذخایر جدید در سطح استان.

✓ با توجه به اینکه مطالعات ایزوتوپی، اطلاعات ارزشمندی در زمینه منشأ ماده معدنی و ژنز کانسارهای آنتیموان ارائه می‌دهد، لذا پیشنهاد می‌گردد، در صورت امکان در مطالعات علمی بعدی به این بررسی‌ها توجه گردد.

منابع

- ❖ اعلمی‌نیا، ز.، کریم‌پور، م.ح.، حیدریان‌شهری، م.ر. و همام س.م.، (۱۳۸۹)، "کانی‌زایی و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک به روش IR/RS در منطقه طلا- آنتیموان حسن‌آباد، شمال‌شرق ایران"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ص ۷۲۱-۷۳۲.
- ❖ آقائباتی، س.، ع.، (۱۳۷۹)، پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ❖ آقائباتی، س.، ع.، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۸۵۶.
- ❖ الیاس‌پور، ن.، (۱۳۸۹)، مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی و کانی‌زایی فلزی در منطقه سفیدابه (کوه جنجا)، شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ الیاس‌پور، ن.، (۱۳۸۹)، مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی و کانی‌زایی فلزی در منطقه سفیدابه (کوه جنجا)، شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ بابازاده و.، قدیرزاده ا.، عاصم اصل ر.، کانسارهای فلزی و غیر فلزی، (۱۳۸۳)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱۳۲.
- ❖ باقری، س.، (۱۳۸۰)، بررسی ماگماتیسم شمال زاهدان و ارتباط آن با کانی‌سازی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ بدخشان ممتاز ق.، عرفان ش.، رضائی‌شاهزاده ز. و قوام‌آبادی م.، (۱۳۸۶)، "نگاهی به رگه‌های آنتیموان‌دار منطقه لخشک استان سیستان و بلوچستان"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران - مشهد، دانشگاه فردوسی.

- ❖ بدخشان ممتاز. ق.، عرفان. ش.، شاهزاده. ز.، قوام آبادی. م.، (۱۳۸۶). نگاهی به رگه‌های آنتیموان‌دار منطقه لخشک استان سیستان و بلوچستان. یازدهمین همایش زمین‌شناسی ایران، مشهد.
- ❖ پروین، ح.، (۱۳۸۵)، "سنگ‌شناسی رسوبی"، انتشارات دانشگاه پیام‌نور.
- ❖ جعفری‌راد ع.، دلاور س. ت.، رحیمی م.، صادقی م.، (۱۳۸۰)، بررسی ذخایر آنتیموان در ایران و جهان، گزارش موضوعی شماره ۲، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ❖ خرمی ز.، (۱۳۹۰)، "ژنز کانسار آنتیموان بائوت، شرق ایران"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ خرمی، ز.، (۱۳۹۱). ژنز کانسار آنتیموان بائوت، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ص ۱۴۹.
- ❖ زرین‌کوب م. ح.، گرانیان ح.، (۱۳۸۹)، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی رگه‌های آنتیموان - طلا دار در جنوب نهبندان، خاور ایران، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ص ۵۲ - ۴۱.
- ❖ زرین‌کوب، م.، گرانیان، ح.، (۱۳۸۸)، "کانی‌شناسی و زمین‌شیمی رگه‌های آنتیموان - طلا دار در جنوب نهبندان، خاور ایران"، مجله بلور و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ص ۴۳.
- ❖ سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۳۷۰)، نقشه زمین‌شناسی دریاچه هامون. مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، تهران.
- ❖ سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۳۷۰)، نقشه زمین‌شناسی سیاسترگی. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، تهران.
- ❖ سامانی ب.، اشتری ش.، (۱۳۷۱)، تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۴.
- ❖ کریمی، ا.، (۱۳۸۱)، پژوهش و بررسی زمین‌شناسی و رفتارهای ژئوشیمیایی مس و عناصر همراه در کانسار مس لار (شمال زاهدان)، مجله علوم زمین شماره ۴۴-۴۳.
- ❖ شرکت پیوند معدن آرا، (۱۳۷۹)، "گزارش اکتشاف مقدماتی آنتیموان سفیدابه".

- ❖ شرکت مهندسين مشاور زرناب، (۱۳۸۳)، مطالعات ژئوشيميايی تفضیلی، تهیه نقشه زمین شناسی و آلتراسیون در ناحیه خارستان (جنوب زاهدان)، ۱۷۰ ص.
- ❖ شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، (۱۳۹۵)، "گزارش اکتشاف تفضیلی محدوده رگه آنتیموان حیدرآباد".
- ❖ شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، (۱۳۹۳)، "گزارش اکتشاف نیمه تفضیلی محدوده رگه آنتیموان حیدرآباد".
- ❖ شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، (۱۳۷۷-۱۳۷۹)، "گزارش اکتشاف نیمه تفضیلی و تفضیلی کانسار آنتیموان سفیدآبه".
- ❖ شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، (۱۳۷۹)، "گزارش عملیات پی جویی آنتیموان در نواحی شمال غربی کانسار آنتیموان سفیدآبه".
- ❖ شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، (۱۳۸۲)، اکتشاف تکمیلی و تجهیز کانسار آنتیموان سفیدآبه، سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران، وزارت صنایع و معادن.
- ❖ شمسی پور دهکردی، ر.، (۱۳۷۳)، "بررسی زمین شناسی و پدیده های کانی زایی در کانسار آنتیموان پتیار، ناحیه انارک"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۲۱۲.
- ❖ شهاب پور، ج.، (۱۳۸۰)، زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه باهنر کرمان.
- ❖ طاهری، ج.، (۱۳۷۱)، "پژوهشی پیرامون آنتیموان، خاستگاه و ویژگی های مینرالوژیکی آن"، سازمان زمین شناسی منطقه شمال شرقی.
- ❖ عامری، ح.، (۱۳۸۹)، "بررسی کنترل ساختاری کانی زایی آنتیموان در منطقه بائوت (نصرت آباد)، جنوب شرق ایران"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ عبداللهی م.، رئیسی ع. ر. و نادری ح.، (۱۳۸۶)، "پیر عیار سازی کانسار آنتیموان لخشک با استفاده از روش فلوتاسیون"، مجله علوم زمین، شماره ۶۵.

- ❖ فرشیدپور، ج.، (۱۳۹۱)، "ژنز کانسار آنتیموان سفیدآبه (شرق ایران)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ قربانی، م.، (۱۳۷۴)، آنتیموان، آرسنیک، جیوه، زمین‌شناسی ایران، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۳۲.
- ❖ قربانی، م.، (۱۳۸۶)، زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران، تهران: آراین زمین، ص ۴۹۲.
- ❖ قربانی، م.، (۱۳۸۴-۱۳۸۱)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۳۶ ص.
- ❖ کریم‌پور، م. ح. و سعادت، س.، (۱۳۸۱)، "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، انتشارات ارسلان.
- ❖ کریم‌پور، م. ح.، سعادت، سعید.، (۱۳۸۹). زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، چاپ چهارم.
- ❖ کنعانیان. ع.، رضایی کهخایی.، م.، اسماعیلی. د.، (۱۳۸۳)، سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی خشک، شمال باختری زاهدان، فصل‌نامه علمی - پژوهشی علوم زمین، شماره ۳ و ۴.
- ❖ گزارشات سازمان صنعت، معدن و تجارت استان سیستان و بلوچستان، ۱۳۹۳.
- ❖ مرادی، ر.، (۱۳۹۱)، "سبک و منشاء کانی‌زایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب‌شرق زاهدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ❖ مظلوم، غ. ر.، (۱۳۹۶)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان خشک"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ نادری ح.، (۱۳۸۴)، بررسی امکان فرآوری کانسار آنتیموان خشک سیستان و بلوچستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۱۲۲.

❖ نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.

❖ نخبه‌الفرقهایی ع.، (۱۳۸۶)، "ژئوشیمی، کانی‌شناسی و ژنز اندیس معدنی آنتیموان- طلای چوپان واقع در شوراب"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

❖ نریمانی ا.، (۱۳۸۰)، "ساخت، بافت و پاراژنز کانسار آنتیموان- آرسنیک- طلای چلپو و کلاته چوبک (کوه‌سرخ کاشمر) و عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ص ۱۰۹.

❖ نیرومند ش.ج.، (۱۳۷۸)، "ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناختی و ژنزکانسار آنتیموان داشکسن (شرق قروه- استان کردستان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۲۵۵.

❖ یعقوب‌پور، ع.م. و اسدی‌کرم، ع.، (۱۳۸۴)، "بررسی ژئوشیمیایی و سیالات درگیر کانسار آنتیموان سفیدآبه در شمال غرب کوه آساگی (شمال استان سیستان و بلوچستان)"، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ص ۴۰۳ - ۳۹۶.

❖ یعقوب‌پور، عبدالمجید.، (۱۳۸۳)، "اصول زمین‌شناسی ذخایر معدنی".

References

- ❖ Ayati, F., Yaviz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A., and Yavuz, R., (2008), Chemical characteristics and compositions of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran: *Mineralogy and Petrology*, v. 94, p. 107–122.
- ❖ Ashley, PM., Crawb, D., Grahama, BP, Chappellb DA (2003) Environmental mobility of antimony around mesothermal stibnite deposits, New South Wales, Australia and southern New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 77, pp. 1-14.
- ❖ Alavi, M., (1991). Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletins*. 103, 983-992.
- ❖ Akcay, M., Ozkan, H.M., Moon, C.J., & Spiro, B.,(2006), “Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Halikoy areas(Odemis, Izmir, West Turkey)”, *Ore Geology Reviews*,Vol. 29, pp. 19-50
- ❖ Bateman, A. M., (1950). *Economic Mineral Deposits*. New York; Wiley, 961pp.
- ❖ Berberian,M.,(1976). Contribution to the Seismotectonics of Iran (part II). *Geological Survey of Iran*, Rep. No.39, 518p.
- ❖ Berberian, M., King, G., (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*. 18, 210–265.
- ❖ Eftekharnajad,J.,(1981).Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*. 82, 19-28.
- ❖ Vink BW., (1996) Stability relations of antimony and arsenic compounds in the light of revised and extended Eh-PH diagrams. *Chemical Geology*, Vol. 130, pp. 21-30.
- ❖ Camp, V.E., Griffis, R.J.,(1982). Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern of Iran, *Lithos.*, V.15, P.211-223.

- ❖ Gumiel, p ., Arribas, A., (1987).Antimony Deposits in the Iberian Peninsula, *Economic Geology*, Vol. 52, pp. 1453- 1463.
- ❖ Guillematte, N., Williams – Jones, A. E., (1993).Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes, *Mineralium Deposita*, Vol. 28, pp. 167-180.
- ❖ Madu, B. E., Nesbitt, B.E, Muehlenbachs, K.,(1990). A hydrothermal gold stibnite – quartz vein occurrence in the Canadian Cordillera, *Economic Geology*, Vol. 85, pp. 1260- 1268.
- ❖ Wanger, T., Cook, N. J., (2000). Late – Variscan antimony , *Mineralization in the Rheinisches Schiefergebirge*, *Mineralium Deposita*, Vol. 35, pp. 206- 222.
- ❖ Ortega, L., Vindel, E., (1995). Evolution of ore – forming fluids associated with late – Hercynian antimony deposits in central/ western Spain; case study of Mari Rosa and El Juncalon, *European Journal of mineralogy*, Vol. 7, pp. 655- 673.
- ❖ Fomino, R., (1994), “Geochemische und metallogenetische Untersuchungen in der Umgebung der antimonföhrnden Gangvererzung von Goesdorf/Luxemburg”, Ph.D. dissertation University Saarbrücken, 177 p.
- ❖ Berger, V. I., (1993), “Descriptive model of gold-antimony deposits”, U.S. Geological Survey, Open-File Report, pp. 93-194, 1993.
- ❖ Neiva. A.M.R., Andráš. P., Ramos. J. M. F., (2006). “Antimony quartz and antimony–gold quartz veins from northern Portugal”,*Geochemical et cosmochemical Acta Supplement*, Vol. 70, A442-A442,
- ❖ Neiva. A.M.R., Andráš. P., Ramos. J. M. F., (2008).“Antimony quartz and antimony–gold quartz veins from northern Portugal”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 34, pp. 533-546.
- ❖ Kíbek, B., (1991). “Metallogeny, structural, lithological and time controls of ore deposition in anoxic environments”, *Mineralium Deposita*, Vol. 26, pp. 122-131.
- ❖ Jiada, W., (1993). “Antimony vein deposits of China”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 8, pp. 213-23.
- ❖ Karayigit, A.L., Spears, D.A., Booth, C.A., (2000). “Antimony and arsenic anomalies in the coal seams from the Gokler coalfield, Gediz, Turkey”, *International Journal of Coal Geology*, Vol. 44, pp. 1-17.

- ❖ Gu, X.X., Liu, J.M., Schulz, O., Vavtar, F., Zheng, M.H., (2002). “Syngenetic origin for the sediment- hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan, China: ore fabric evidence”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 22, pp 91- 116.
- ❖ Wagner, T., Boyce, A., (2003). “Sulphur isotope geochemistry of black shale-hosted antimony mineralization, Arnsberg, northern Rhenish Massif, Germany: implication for late- stage fluid flow during the Variscan orogeny”, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 160, pp. 299-308.
- ❖ Distler, V. V., Yudovskaya, M. A., Mitrofanov, G. L., Prokof'ev, Yu. V., Lishnevskii, E. N., (2004). “Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia”, *Ore geology reviews*, Vol. 24, pp. 1-44.
- ❖ Fan D., Zhang T., Ye J., (2004). “The Xikuangshan Sb deposit hosted by the Upper Devonian black shale series, Hunan, China”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 24, pp 121-133.
- ❖ Dai, S., Zeng, R., Sun, Y., (2006). “Enrichment of arsenic, antimony, mercury, and thallium in a late Permian anthracite from Xingren, Guizhou, southwest China”, *International Journal of Coal Geology*, Vol. 66, pp. 217–226.
- ❖ Akcay, M., Ozkan, H.M., Moon, C.J., & Spiro, B., (2006). “Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Halikoy areas(Odemis, Izmir, West Turkey)”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 29, pp. 19-50.
- ❖ Janković. S., “The ore deposits of Serbia (Yugoslavia), Regional metallogenic settings, environments of deposition, and types (in Serbian)”, *Faculty of mining and geology*, (1990). Belgrade, pp 799.
- ❖ Dill, H.G., Melcher, F., Botz, R., (2008). “Meso- to epithermal W-bearing Sb vein-type deposits in calcareous rocks in western Thailand: with special reference to their metallogenetic position in SE Asia”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 34, pp. 242-262.
- ❖ Percival, T.J., Radtke, A.S. and Bagby, W., (1990). “Relationship among carbonate-replacement gold deposits,, gold skarns, and intrusive rocks, Bau Mining District, Sarawak, Malaysia”, *Mineralogy Geology*, Vol. 40, pp. 1-16.

- ❖ Belocky, R., Sachsenhofer, R., F., Pohl, W., (1991). “Neue Argumente für eine miozäne epithermale Genese der Antimonerzlagerstätte Schlaining (Burgenland / Österreich): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen und das Inkohlungsbild der benachbarten Tertiärbecken”, Berg.- und Hüttenmännische Monatshefte, Vol. 136, pp. 206-213.
- ❖ Dill, H.G., Horn, E.E., (1996). “The origin of a hypogene sarabauite-calcite mineralization at the Lucky Hill Au-Sb mine Sarawak, Malaysia”, Journal of Southeast Asian Earth Sciences, Vol. 14, pp. 29-35.
- ❖ Stenger, D.P., Kesler, S.E., Peltonen, D.R., Tapper, C.J., (1998), “Deposition of gold in Carlintype deposits; the role of sulphidation and decarbonation at Twin Creeks, Nevada”, Economic geology, Vol. 93, pp. 201- 215, (1998).
- ❖ Pamic, J., (2002).The Sava-Vardar zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar ocean, Eclogae Geological Helvetiae, Vol. 95, pp. 99- 113.
- ❖ Raith, J. G., Stein, H. J., (2006).Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralization from Re Os dating of molybdenite, Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol. 152, pp. 505- 521.
- ❖ Hutchison,R.W., Metallogeny of precambrian gold deposit space and time relations, ”, Economic geology, Vol. 82, pp. 1993- 2008, (1985).
- ❖ Roskill, (1997). The economics of Antimony., Reportson Metals & Minerals., Amazon.co.uk: Books. Publisher: Roskill Information Services Ltd; 8th Ed.
- ❖ Barnes, HL (1979) Solubilities of ore minerals. In HL Barns (ed): Geochemistry of
- ❖ Leach D. L., Sangster D. F., Kelley K. D., Ross R. L., Garven G., Allen C. R., (2005). " Sediment – hosted Pb – Zn deposit: a global perspective ". Economic Geology, 100, pp. 561 – 608.
- ❖ Lents D. R. (1994), "Alteration and alteration processes Associated with oreforming system"Geological Association of Canada short Course Notes, vol.11.
- ❖ Beane R. E. (1982). "Hydrothermal alteration in silicate rocks. Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits", Southwestern North America, pp. 117-137.

- ❖ Craig J. R., Vaughan D. J., Hagni R. D. (1981). "Ore microscopy and ore petrography". (Vol. 406). New York: Wiley.
- ❖ Ramdohr P., (1980). " The ore minerals and their intergrowths, Pergamon press, 1205p.
- ❖ Cox K. G., Bell J.D. and Pankhursts R. J., (1979) "The interpretation of igneous rocks" Unwin Hyman, London, pp 450.
- ❖ Irvin, T.N., (1971). "Baragar, W. R.A., A guide to the classification of the common volcanic rocks, Can.Jour. Earth. Sci., No.8, PP. 235-458.
- ❖ Brookins, D.G. (1988) Eh-pH diagrams for geochemistry, Springer-Verlag New York, 176p.
- ❖ Krupp. R. E., 1988. Solubility of Stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation, and equilibrium constants, from 25 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 52, Issue 12(1988), pp. 3005-3015.
- ❖ Sinkankas. J., (1967). mineralogy, Van Nostrand Company,p.587.
- ❖ Ramdohr. P., (1980) "2nd edition, the ore minerals and their intergrowth " Pergamon, P. 1220.
- ❖ Ramdohr. P., (1980). "The ore minerals and their intergrowths", 2nd edn. International Series in Earth Sciences 35.
- ❖ Siahcheshm K., Calagari A. A., Abedini A. (2014). "Hydrothermal evolution in the Maher-Abad porphyry Cu–Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran: evidence from fluid inclusions". *Ore Geology Reviews*, 58, 1-13.
- ❖ Sillitoe R. H., Perello J. (2005). "Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery". *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, pp. 845-890.
- ❖ Smirnov VI (1976) *Geology of mineral deposits*, MIR publisher. Moscow, pp.520.
- ❖ Craig J. R., Vaughan D. J., Hagni R. D. (1981). "Ore microscopy and ore petrography". (Vol. 406). New York: Wiley.
- ❖ Craig, J. R., and Vaughan, D. J., (1981). *Ore Microscopy and Ore Petrography*: John Wiley, 406 P.

- ❖ Guilbert, J.M., Park, jr. C. F., (1997). The Geology of Ore Deposits, W. H. Freeman and Company, New York, 985pp.
- ❖ Gifkins C. C., Herrmann W., Large, R. R. (2005). "Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation".
- ❖ Pirajno, F., (1992). Hydrothermal mineral deposits, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 709.
- ❖ Pirajno, F., (2009). Hydrothermal processes and mineral system, Springer, Geology survey of western Australia, perth W A, Australia, pp.1273.
- ❖ Middlemost, E.A.K., (1994). "Naming materials in the magma/igneous rock System". Longman Group u.k., pp.73-86.
- ❖ Hedenquist JW, Arribas, A. Jr., Gonzalez Urien E (2000). "Exploration for Gold Deposits
- ❖ Titly, S. R. & Bien, R. E., (1981). Porphyry copper deposits: Economic Geology, 75th Anniv. Vol, pp. 214-269.
- ❖ Lindgren W (1933)." Mineral deposits. 4th ed Mc Graw Hill, pp. 930.
- ❖ Dill, H.G., (2009). The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zircon, Earth Science Reviews, 930p.
- ❖ Review in Economic", Geology, vol. 13, pp. 245-277.
- ❖ Hoefs. J., (2004). "Stable Isotope Geochemistry. Springer Verlag, Berlin, 5th edition, 244p.

- ❖ Karakus. A., and Yavuz B. and Koc S. (2010) "Mineralogy and major-trace element geochemistry of the Haymana manganese mineralizations, Ankara, Turkey"Geochemistry International., 48,10, pp1014-1027.
- ❖ Sibson RH (1987) Earth quakes rupturing as a mineralizing agent in the hydrothermal systems, Geology, Vol: 15, pp. 701 – 704.
- ❖ Browne PRL (1978) Hydrothermal alteration in active geothermal field, Rev. Earth and planet. Sci. 6. pp: 229-250.

- ❖ Nelson, Carl E., and David L. Giles. "Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits." *Economic Geology* 80.6 (1985): 1633-1639.
- ❖ Biliss, JD., and Orris, GJ., (1986) Descriptive model of simple Sb deposits. Model 27d.
- ❖ Roedder, E., (1976) . Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In K.H. Wolf (ed.), *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, v.2 elsevier Amsterdam, p. 67-110.
- ❖ Roedder, E., (1979) . Fluid inclusions as sample of ore fluids, In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, v.2nd edn., Wiley Interscience, New York , p. 684-737.
- ❖ Roedder, E., (1984). Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 12, 644.
- ❖ Roedder, E., (1984). The fluids in salt. *Am. Mineral.* 69, 413-439
- ❖ Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., (1985). A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie, Glasgow, p. 1-239.
- ❖ Spooner, E.T.C., (1981). Fluid inclusions studies of hydrothermal ore deposits. In L.S. Hollister and M.L. Crawford, (Eds.), *Short course in fluid inclusions: Application to petrology*, V. 6, Mineralogical association of Canada, p. 209-240.
- ❖ Becker, S.P., (2007). Fluid inclusion characteristics in magmatic – hydrothermal ore deposits, faculty of Virginia polytechnic Institute and state University, p. 1-134.
- ❖ Bodnar, R.J.,(1995). Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits . In *magmas, fluids and ore deposits* (ed. J. F.H. Thompson). *Min. Assoc. Can. Short Course*, 23, 139-152.
- ❖ Burnham, C.W., (1979). Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H.L., (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd (ed.) Wiley, New York, p. 263-277.
- ❖ Roedder, E., (1984). Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 12, 644.
- ❖ Roedder, E., (1984). The fluids in salt. *Am. Mineral.* 69, 413-439.

- ❖ Pirajno, F., (1992). Hydrothermal mineral deposits, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 709.
- ❖ Pirajno, F., (2009). Hydrothermal processes and mineral system, Springer, Geology survey of western Australia, perth W A, Australia, P.1273.
- ❖ Wilkinson, J.J., (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Lithos, 55, 229-272.
- ❖ Ramdohr, p., (1980), “2nd edithion, the ore minerals and their intergrowth”,Pergamon, p1220.
- ❖ Kesler, S.E., (1997). Metallogenic evolution of convergent margins: Selected ore deposit models. Ore Geology Reviews, 12, 153–171.
- ❖ adi, M., Mirmohammadi, M. & Rasekh, P., (2014). Geometric-Genetic and Mineralogic
- ❖ Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., Li, Z., Gao, W., (2009) “Post- collisional Sb and Au mineralization related to the South Tibetan detachment system, Himalayan orogeny”, Ore Geology Reviews, Vol. 36, pp. 194-212.

پیوست

فهرست علائم اختصاری کانی‌ها	
Cal	کلسیت
Fe. Ox	اکسید آهن
Fe. Hy	هیدروکسید آهن
Gt	گوتیت
Lm	لیمونیت
Mn	منگنز
Py	پیریت
Hem	هماتیت
Qtz	کوارتز
S	گوگرد
Sb	انتیموان
Sen	سنارمونیت
Si	سیلیس
Stb	استیبنیت
Stc	استیبکونیت

فهرست علائم اختصاری سنگ‌ها	
Che	چرت
Lim	آهک
San	ماسه‌سنگ
Sha	شیل
Sil	سیلتستون

Abstract

Heydar Abad antimony deposit is located in Sistan and Baluchestan province and 222 km Northwest of Zahedan city. The study area is located in the North part of Iranian flysch zone Eastern. Stratigraphic sequences in the study area related to the third geological period and include the following rock units: Ultrabasic upper-Cretaceous, Eocene flysch, conglomerate and Oligomiocene sandstones, Tuff sandstones - Oligomiocene sandstones, Volcanic Oligomiocene and Dyke are Sill. The Oligomiocene conglomerate rock unit is the main host of the antimony mineralization at Heydar Abad. The alterations of the ore are as follows: silicic, argillic, carbonate and iron oxide - hydroxide zones. Based on microscopic studies, and results XRD and EPMA analysis the antimony minerals of this ore deposit include stibnite (antimony sulfide), senarmontite (antimony oxide) and stibconite (antimony hydroxide). Pyrite sulfide mineral is associated with minor amounts in the study area. The gangue minerals in the study deposit include quartz, calcite, dolomite, hematite, goethite, limonite. Based on field evidence, manual specimens and microscopic studies, the main texture of mineralization, including vein - veinlet and its major textures include open space filling, vein - veinlet, massive, blade and replacement. According to the results of ICP-MS analysis of samples (129 samples) taken from the surface and depth boreholes in the study area, antimony element level is reduced from the surface (170000 ppm) to a depth of 32000 ppm. Antimony showed the highest correlation coefficient with the lead element. Also, based on the results of the microthermobarometric analysis, the primary fluids are more likely to be bi-phasic L + V with varying sizes and an average of about 5 microns. Microthermobarometric studies show fluid temperatures, temperature range 110 to 190 ° C, and salinity 4 to 14, which is equivalent to weight percentages of salt and pressure range less than 50 times. The depth of fluid trapping the middle depth of the deep fluid is less than 188.8 M above ground level. The fluid in Heydar Abad antimony deposit has low to medium salinity, indicating the mixing of atmospheric fluids with low to moderate salinity magmatic fluids. The effective factors in antimony mineralization in Heydar Abad deposit are: origin of antimony, origin of fluids, structural control and geochemistry factors. Based on results of this studies of Heydar Abad antimony is classified in stibnite-quartz vein hydrothermal deposit type.

Keyword: Antimony, Stibnite - Quartz, Hydrothermal vein Heydar Abad, Iranian flysch zone Eastern.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Department of Mechanical Engineering

**Mineralogy, geochemistry and genesis of Heydar abad antimony
ore deposit, northwest of Zahedan**

By: Samira Saboori

Supervisor

Dr. Farajollah Fardoost

Advisor

Dr. Mahmood Kahrazehi

Dr. Mohammad Boomeri

September 2017