

الرحمن الرحيم



دانشکده: علوم زمین
گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی
پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار آهن زیدر، شرق میامی

اکرم رجایی قهرمانلو

استاد راهنما:

فرج‌الله فردوست

شهریور ۱۳۹۴

تعهد نامه

اینجناب اکرم رجائی قهرمانلو دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار آهن زیدر، شرق میامی تحت راهنمایی دکتر فرج الله فردوست متعهد می‌شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجناب 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 .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه 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 می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

تقدیم به:

روح پاک پدرم که، همواره یادش در دلم گرامی و گرمی بخش وجودم است
و به زیباترین گل مریم زندگی ام مادرم، دریای بی کران فداکاری و عشق که وجودم برایش همه رنج بود
و وجودش برایم همه مهر
و به استوارترین تکیه گاهم، دستان پر مهر برادرم

شکر و قدردانی

سپاس از دمنان را که به من این فرصت را داد تا به این مرحله از علم رسیده و از بیچ محبتی دریغ نکرد و در تمام مراحل زندگیم مراقبت قلب بوده و هست.

از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر فردوست بسیار سپاسگزارم چرا که بدون حمایت و راهنمایی های ایشان تاسین این پایمان نامه امکان پذیر نبود.

همچنین شکر می کنم از اساتید و کارشناسان محترم دانشکده علوم زمین بخاطر بھاری های بی شائبه شان.

نهایت سپاس و قدردانی را از خانواده عزیزم دارم که محطات ناب باور بودن، لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن، عظمت رسیدن و تمام تجربه های یکتا و زیبای

زندگیم، میون حضور سبز آنهاست.

وسپاسگزارم از دوستانم به پاس محبت های بی دریغ و قلب های بزرگشان.

چکیده

کانسار آهن زیدر در ۸۰ کیلومتری شرق شاهرود و حدود ۲۵ کیلومتری شرق میامی بر روی زیرپهنه سبزوار و انتهای شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. توالی لیتولوژیکی منطقه با روند عمومی شمال شرق - جنوب غرب، شامل واحد آهکی کرتاسه و واحدهای آهک تخریبی، ماسه‌سنگ، مارن، توف، شیل و کنگلومرا در محدوده سنی ائوسن میانی می‌باشد. ماده معدنی بصورت لایه‌ای و عدسی هم‌روند در داخل واحد توف و مارن قرار گرفته است. کانه‌زایی به صورت اولیه، ثانویه و تحت تأثیر هوازدگی می‌باشد. کانی‌های اصلی شناسایی شده در منطقه شامل مگنتیت، هماتیت، پیریت، گوتیت، لیمونیت و نیز باطله‌های کانسار شامل کلسیت، کلریت، سیلیس، ژیپس و هم‌چنین در مواردی کانی‌های رسی هستند. بر اساس مشاهدات صحرایی، نمونه دستی و میکروسکوپی انواع ساخت و بافت شناسایی شده در کانسار شامل ساخت‌های لایه‌ای، عدسی و بافت‌های دانه پراکنده، توده‌ای، جانشینی، کلوفرمی و داربستی است. کلریتی شدن به رنگ سبز و در واحد توفی، گسترده‌ترین نوع دگرسانی در کانسار زیدر است. سایر دگرسانی‌ها، آرژیلیتی، سرسیتی، سیلیسی، کربناتی و دگرسانی اکسید آهن هستند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، نسبت‌های دوتایی Co/Ni و Mn/Fe , Zn/V , Co/V , Cr/V این کانسار را در گروه کانسارهای آتشفشانی-رسوبی قرار می‌دهند. با توجه به نمودارهای V/Ni و V/Ti این کانسار در محدوده کانسارهای آهن نواری قرار می‌گیرد. هم‌چنین با توجه به نسبت Al/Si و نسبت La/Ce غنی‌شدگی در آب دریا توسط سیالات گرمایی-بروندی و ته‌نشینی در محیط رسوبی تحت تغییرات pH , Eh در محیط تشکیل شده است. نمودار توزیع عناصر کمیاب که نسبت به پوسته نرمالیز شده غنی‌شدگی در عناصر Cu , Mn , Co , Ni و Zn و تهی‌شدگی در عناصر Ti , V , Sr را نشان می‌دهد که در مقایسه با انواع کانسارهای BIF بیشترین شباهت را با تیپ آلگوما دارد. هم‌چنین نمودار REE که به به کندریت نرمالیز شده، نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu و به میزان کمی Ce و میزان HREE $LREE >$ می‌باشد، در نمودار مقایسه‌ای با کانسارهای BIF بیشترین شباهت با تیپ آلگوما مشاهده می‌شود.

کانسار آهن زیدر از نظر محیط زمین‌ساختی و ته‌نشست، سنگ‌های میزبان همراه، شکل هندسی، کانی-شناسی و ساخت، بیشترین شباهت را با کانسارهای آهن تیپ آگوما نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: آهن، توف و مارن، لایه‌ای، آتشفشانی-رسوبی، ائوسن میانی، زیدر، میامی

مقالات استخراج شده از پایان نامه

- بررسی زمین شناسی و پتروگرافی سنگ درونگیر کانسار آهن زیدر، شرق میامی (سی و دومین گردهمایی ملی علوم زمین، ۳ و ۴ اسفند ۱۳۹۳)

فهرست مطالب

فصل اول : کلیات

۲	۱-۱- مقدمه.....
۲	۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار آهن زیدر.....
۳	۳-۱- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی.....
۴	۴-۱- وضعیت معیشتی.....
۵	۵-۱- زمین ریخت‌شناسی.....
۷	۶-۱- مطالعات انجام شده قبلی.....
۸	۷-۱- طرح مسئله و هدف از مطالعه.....
۹	۸-۱- روش مطالعه.....
۹	۱-۸-۱- گردآوری اطلاعات.....
۹	۲-۸-۱- مطالعات صحرایی.....
۱۰	۳-۸-۱- مطالعات آزمایشگاهی و دفتر.....
۱۱	۹-۱- رده بندی کانسارهای آهن.....
۱۱	۱-۹-۱- کانسارهای آهن ماگمایی.....
۱۲	۲-۹-۱- کانسارهای اسکارنی آهن.....
۱۳	۳-۹-۱- کانسارهای آهن آتشفشانی.....
۱۴	۴-۹-۱- کانسارهای گرمابی آهن.....
۱۴	۵-۹-۱- کانسارهای رسوبی آهن.....
۱۷	۶-۹-۱- کانسارهای رسوبی آواری آهن (پلاسرها).....
۱۸	۷-۹-۱- کانسارهای آهن حاصل از هوازدگی (لاتریتها).....
۱۸	۱۰-۱- فازهای کانی‌سازی آهن در ایران.....

فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای

۲۲	۱-۲- مقدمه.....
۲۳	۲-۲- ویژگی‌های عمومی زون ساختاری ایران مرکزی.....
۲۴	۳-۲- ویژگی‌های ساختاری-تکتونیکی زیرپهنه سبزوار.....
۲۵	۴-۳- چینه‌شناسی.....
۲۷	۱-۴-۲- ژوراسیک.....
۲۹	۲-۳-۲- کرتاسه.....
۳۱	۳-۳-۲- پالئوسن.....
۳۱	۴-۳-۲- انوسن.....
۳۶	۵-۳-۲- الیگومیوسن.....
۳۶	۶-۴-۲- نئوژن.....

۳۸	۲-۴-۷- کوآترنر.....
۳۹	۲-۵- سنگ‌های دگرگونی.....
۴۰	۲-۶- سنگهای نفوذی.....
۴۵	۲-۷- سنگ‌های افیولیتی.....
۴۶	۲-۸- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک.....
۴۶	گسل میامی.....
۴۹	۲-۹- زمین‌شناسی اقتصادی.....
۵۰	۲-۹-۱- آثار معدنی فلزی.....
۵۰	۲-۹-۲- آثار معدنی غیرفلزی.....

فصل سوم: زمین‌شناسی منطقه معدنی و سنگ‌شناسی

۵۴	۳-۱- مقدمه.....
۵۵	۳-۲- چینه‌شناسی محدوده کانسار.....
۵۶	۳-۲-۱- کنگلومرا.....
۵۷	۳-۲-۲- توف و مارن و شیل.....
۵۹	۳-۲-۳- بخش رسوبی کربناته.....
۶۴	۳-۳- زمین‌شناسی ساختمانی محدوده کانسار.....

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی

۶۸	۴-۱- مقدمه.....
۶۸	۴-۲- کانه‌زایی.....
۶۹	۴-۳- دگرسانی.....
۷۰	۴-۳-۱- دگرسانی کلریتی شدن.....
۷۱	۴-۳-۲- دگرسانی آرژیلیتی.....
۷۳	۴-۳-۳- دگرسانی سریسیتی.....
۷۴	۴-۳-۴- دگرسانی سیلیسی.....
۷۵	۴-۳-۵- دگرسانی کربناتی.....
۷۵	۴-۳-۶- دگرسانی لیمونیتی.....
۷۶	۴-۳-۷- دگرسانی هماتیتی.....

فصل پنجم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیکی

۸۰	۵-۱- مقدمه.....
۸۰	۵-۲- کانی‌شناسی.....
۸۱	۵-۲-۱- کانی‌های اصلی.....
۸۵	۵-۲-۲- کانی‌های باطله.....

۸۹.....	۳-۵- ساخت و بافت کانسنگ.....
۸۹.....	۵-۳-۱- ساخت لایه‌ای و عدسی.....
۹۰.....	۵-۳-۲- ساخت و بافت توده‌ای.....
۹۱.....	۵-۳-۳- بافت دانه‌پراکنده.....
۹۱.....	۵-۳-۴- بافت جانشینی.....
۹۱.....	۵-۳-۵- بافت کلوفرمی.....
۹۲.....	۵-۳-۶- بافت داربستی.....
۹۳.....	۵-۴- توالی پارازنتیکی.....

فصل ششم: ژئوشیمی

۹۸.....	۶-۱- مقدمه.....
۹۹.....	۶-۲- خصوصیات آهن.....
۹۹.....	۶-۲-۱- ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و ژئوشیمی آهن.....
۱۰۱.....	۶-۲-۲- انحلال و ته‌نشینی آهن در محیط‌های مختلف.....
۱۰۳.....	۶-۳- روش کار.....
۱۰۷.....	۶-۴- ژئوشیمی کانسار آهن زیدر.....
۱۰۷.....	۶-۴-۱- طبقه‌بندی و تعیین ترکیب شیمیایی.....
۱۰۸.....	۶-۴-۲- بررسی همبستگی آماری.....
۱۱۲.....	۶-۴-۲- بررسی ضریب همبستگی و روابط عناصر کمیاب در کانسنگ آهن زیدر.....
۱۱۶.....	۶-۴-۳- نسبت دوتایی عناصر.....
۱۱۹.....	۶-۴-۴- نسبت Mn/Fe.....
۱۲۰.....	۶-۴-۵- نسبت Si/Al.....
۱۲۱.....	۶-۵- نمودار $10 * (Fe-Mn - (Co + Ni + Cu))$
۱۲۲.....	۶-۶- عناصر نادر خاکی.....

فصل هفتم: الگوی تشکیل، نوع کانه‌زایی، نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۲۸.....	۷-۱- مقدمه.....
۱۲۸.....	۷-۲- شواهد ژنتیکی مهم.....
۱۲۸.....	۷-۲-۱- محیط زمین‌شناسی ته‌نشست.....
۱۲۹.....	۷-۲-۲- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه.....
۱۲۹.....	۷-۲-۳- شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی.....
۱۲۹.....	۷-۲-۴- کانی‌شناسی.....
۱۳۰.....	۷-۲-۵- دگرسانی و منطقه‌بندی آنها.....
۱۳۰.....	۷-۲-۶- شواهد مهم ژئوشیمیایی.....
۱۳۱.....	۷-۳- ارائه مدل ژنتیکی کانسار آهن زیدر.....

۱۳۱.....	۱-۳-۷ منشأ عناصر کانه‌ساز.....
۱۳۲.....	۲-۳-۷ منشأ سیال کانه‌ساز.....
۱۳۳.....	۳-۳-۷ مدل ژنتیکی و نحوه تشکیل کانسار زیدر.....
۱۳۵.....	۴-۷-۴ مقایسه کانسار آهن زیدر با کانسارهای شاخص آهن ایران و جهان.....
۱۳۶.....	۱-۴-۷-۱ مقایسه با برخی کانسارهای شاخص ایران.....
۱۳۸.....	۲-۴-۷-۲ مقایسه با برخی کانسارهای شاخص جهان.....
۱۴۱.....	۵-۷-۵- تقسیم‌بندی کانسارهای رسوبی نواری.....
۱۴۱.....	۱-۵-۷-۱ مقدمه.....
۱۴۳.....	۲-۵-۷-۲ مقایسه کانسار آهن زیدر با تیپ‌های آتشفشانی-رسوبی-بروندمی.....
۱۴۴.....	۶-۷- پیشنهادات اکتشافی.....
۱۴۷.....	منابع.....

فهرست شکل‌ها

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده کانسار آهن زیدر ۳
- شکل ۱-۲: نمایی از پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه ۴
- شکل ۱-۳: عکس ماهواره‌ای گرفته شده توسط نرم افزار Google Earth از محدوده کانسار و محل کانه‌زایی ۶
- شکل ۱-۴: نقشه توپوگرافی و موقعیت منطقه مورد نظر ۷
- شکل ۱-۵: پراکندگی مناطق آهن‌دار در ایران ۱۹

فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای

- شکل ۱-۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه بندی ساختاری-رسوبی ایران مرکزی ۲۲
- شکل ۲-۲: موقعیت منطقه روی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی. محدوده کانسار آهن زیدر با علامت (X) مشخص شده است ۲۶
- شکل ۲-۳: واحد آهکی K_1^1 در محدوده کانسار زیدر ۳۰
- شکل ۲-۴: واحد کلی به نام E_m^{scm} از تناوب ماسه‌سنگ و شیل همراه با مارن و کنگلومرا در محدوده کانسار ۳۴

فصل سوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

- شکل ۱-۳: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده کانسار زیدر ۵۳
- شکل ۲-۳: ستون چینه‌شناسی با توجه به پروفیل رسم شده در شکل ۱-۳ ۵۴
- شکل ۳-۳: تصاویر صحرایی و میکروسکوپی مربوط به کنگلومرای قرمز (A) بافت اسفرولیتی کوارتز در زمینه کنگلومرا (B) قطعات کنگلومرا با اندازه‌های مختلف در مقیاس ماکروسکوپی (C و D) قطعات تشکیل دهنده کنگلومرا در مقطع میکروسکوپی ۵۶
- شکل ۳-۴: A و B مقطع میکروسکوپی توف، (A) بافت لایه‌ای کلریت و سیلیس (B) پلاژیوکلاز اطراف کلریت و کلسیت را پر کرده است. (C) برشی شدن توف (D) ماده معدنی هم روند با توف و مارن. کوارتز (Qz) ، کلسیت (Cal) ، کلریت (Chl) ، پلاژیوکلاز (Pl) ۵۷
- شکل ۳-۵: توالی واحدهای انتهایی منطقه، دید به سمت جنوب شرق ۵۸
- شکل ۳-۶: (A) تغییر رنگ در آهک‌های دولومیتی به دلیل آغشتگی به آهن (B) رگه کلسیتی در دولومیت (C) مقطع میکروسکوپی از واحد آهکی که رگه کلسیتی درشت بلور در زمینه میکرایتی قرار دارد (D) تصویر صحرایی از واحد آهکی خرد شده ۵۹
- شکل ۳-۷: تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگی (A) کنتاکت ماسه‌سنگ دانه ریز و درشت (B) ماسه‌سنگ دانه‌درشت در منطقه معدنی (C) مقطع میکروسکوپی از ماسه‌سنگ که سیمان کربناته کاملاً مشخص است (D) مقطع

میکروسکوپی از ماسه سنگ دانه درشت که پلاژیوکلاز دچار دگرسانی سرسیتی شده است. کلسیت (Cal)، پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوز (Or)، چرت (Chert)..... ۶۱

شکل ۳-۸: A) لکه های چرتی روی آهک تخریبی (B) مقطع میکروسکوپی از آهک تخریبی که دارای بافت برشی و شکستگی های فراوان می باشد و بلورهای پراکنده کوارتز در متن سنگ وجود دارند. کوارتز (Qz)..... ۶۲

شکل ۳-۹: A) آهک ضخیم توده ای اوربیتولین دار (B) مقطع میکروسکوپی از آهک ضخیم توده ای که فسیل های اوربیتولین در زمینه میکرایتی قرار دارند..... ۶۳

شکل ۳-۱۰: A) آینه گسلی در واحد آهکی (B) نمایی از دره گسلی در مسیر آبراهه که باعث جابجایی قائم و عرضی واحد آهکی شده است (C) مرز گسله بین کنگلومرای قرمز و مارن که محل پایان کانه زایی می باشد..... ۶۴

فصل چهارم: کانه زایی و دگرسانی

شکل ۴-۱: ارتباط ماده معدنی و مارن و توف که بصورت لایه ای هم شیب می باشد..... ۶۷

شکل ۴-۲: A) دگرسانی کلریتی در محل کانه زایی در مقیاس ماکروسکوپی (B) نمایی از دگرسانی کلریتی در مقاطع میکروسکوپی توف که کلریت به رنگ سبز و آبی مشخص است همچنین دگرسانی کربناتی به صورت رگه های کلسیتی و نیز آغشتگی به اکسید آهن در کنار رگه کوارتز-کربناتی به رنگ قهوه ای و نارنجی نیز قابل مشاهده می باشد رگه ثانویه اکسید آهن این رگه را قطع کرده است. پلاژیوکلاز (Pl)، کوارتز (Qz)، کلریت (Chl)، کلسیت (Cal)، دولومیت (Dol)، اکسید آهن (Fe)..... ۶۹

شکل ۴-۳: دگرسانی آرژیلیتی در واحد آهکی در منطقه..... ۷۰

شکل ۴-۴: طیف XRD مربوط به شناسایی کانی های کائولینیت و آلبیت و کلینوکلر که بیانگر دگرسانی آرژیلیک می باشد همچنین در سایر طیف ها مونت موریلونیت و ایلیت نیز شناسایی شده اند..... ۷۰

شکل ۴-۵: دگرسانی سرسیتی با تبدیل پلاژیوکلازها به سرسیت در مقطع میکروسکوپی ماسه سنگ. (Ser) سرسیت، (pl) پلاژیوکلاز..... ۷۱

شکل ۴-۶: A) دگرسانی سیلیسی به صورت رگه کوارتز و رگه کوارتز-کربناتی در توف سبز. (B) رگه سیلیسی در آهک های تخریبی..... ۷۲

شکل ۴-۷: نمایی از دگرسانی کربناته (A) رگه کلسیتی در ماده معدنی (B) کنتاکت ماده معدنی و بلورهای درشت کلسیت..... ۷۳

شکل ۴-۸: نمایی از دگرسانی لیمونیتی در منطقه..... ۷۴

شکل ۴-۹: A) دگرسانی هماتیتی در امتداد شکستگی ها (B) هماتیتی و مارتیتی شدن بصورت تبدیل کانی مگنتیت به هماتیت از لبه ها و شکستگی های کانی مگنتیت..... ۷۵

فصل پنجم: کانی شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنتیک کانی ها

شکل ۵-۱: تصویر میکروسکوپی از کانی مگنتیت و هماتیت..... ۷۹

شکل ۵-۲: (A) بلورهای دانه ریز پیریت همراه با ماده معدنی و توف. (B) بلورهای نیمه شکل‌دار و شکل‌دار پیریت که توسط گوتیت جانشین شده‌اند. ۸۱.....

شکل ۵-۳: نمایی از حضور لیمونیت، هماتیت و کلریت در کانسار آهن زیدر ۸۱.....

شکل ۵-۴: (A) همراهی کلسیت با مگنتیت. (B) بلورهای رومبوئدر دولومیت که در اثر آغشتگی به آهن به رنگ قرمز دیده می‌شوند. ۸۲.....

شکل ۵-۵: طیف مربوط به کانی کلسیت و کوارتز که فراوانی بالایی نشان می‌دهند ۸۳.....

شکل ۵-۶: (A) کانی کلریت به همراه کانی مگنتیت و گوتیت. (B) حضور فراوان کانی کلریت به رنگ آبی و سبز در زمینه توف همراه با رگه کوارتز-کلسیت آغشته به آهن و رگه اکسید آهن..... ۸۴.....

شکل ۵-۷: (A) لایه نازکی از ژپس درون توف. (B) کانی ژپس به صورت قشری سطح توف را پوشانده است ۸۵.....

شکل ۵-۸: طیف مربوط به حضور کانی رسی مونت موریلونیت همراه با ماده معدنی مگنتیت..... ۸۶.....

شکل ۵-۹: تصاویری از ساخت لایه‌ای ماده معدنی. (شکل A) ساخت لایه‌ای مگنتیت در مقیاس نمونه دستی را نشان می‌دهد. در شکل (B) ماده معنی هم‌رند با واحد توف و مارن قرار گرفته است..... ۸۷.....

شکل ۵-۱۰: (A) بافت توده‌ای از کانسنگ آهن. (B) بافت توده‌ای مگنتیت در زیر میکروسکوپ..... ۸۷.....

شکل ۵-۱۱: تصویر میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده هماتیت ۸۸.....

شکل ۵-۱۲: (A) بافت جانشینی پیریت توسط گوتیت که پیریت تنها به صورت باقی‌مانده دیده می‌شود. (B) جانشینی مگنتیت توسط هماتیت طی فرآیند مارتیتی شدن. (C) بافت کلوفرمی از کانی گوتیت. (D) بافت داربستی گوتیت بین کانی‌های گانگ که هماتیت نیز همراه گوتیت تشکیل شده به نظر می‌رسد هماتیت از تبدیل گوتیت تشکیل شده است..... ۸۹.....

فصل ششم: ژئوشیمی

شکل ۶-۱: محدوده‌های پایداری کانی‌های آهن فرو و فریک (هماتیت، سیدریت، پیریت و مگنتیت) با توجه به تغییرات Eh- pH در شرایط دما ۲۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ کیلو بار را نشان می‌دهد ۹۹.....

شکل ۶-۲: موقعیت نمونه‌های توفی کانسار زیدر در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی..... ۱۰۵.....

شکل ۶-۳: نمودار تغییرات Al_2O_3 و Fe_2O_3 در برابر SiO_2 ۱۰۶.....

شکل ۶-۴: روند تغییرات (CaO+MgO) در مقابل Fe_2O_3 ۱۰۹.....

شکل ۶-۵: نسبت وانادیوم به تیتانیوم و نیکل در کانسار آهن زیدر ۱۱۶.....

شکل ۶-۶: نمودار Si نسبت به Al و تفکیک فرآیندهای مختلف تشکیل نهشته‌های آهن و موقعیت نمونه‌های کانسار آهن زیدر..... ۱۱۸.....

شکل ۶-۷: نمودار سه تایی $10 * (Co + Ni + Cu) - Fe - Mn$ و موقعیت نمونه‌های کانسار آهن زیدر..... ۱۱۹.....

شکل ۶-۸: نمودارهای عناصر کمیاب و REE کانسار زیدر در مقایسه با سایر کانسارها..... ۱۲۲.....

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

- شکل ۷-۱: الگوی تشکیل کانسار آهن زیدر به صورت شماتیک..... ۱۳۲
- شکل ۷-۲: محیط تکتونیکی برای تشکیل انواع سازندهای آهن نواری..... ۱۳۲

فهرست جدول‌ها

عنوان	صفحه
۱-۱: خصوصیات کانسارهای آهن ماگمایی.....	۱۲
۲-۱: مهم‌ترین خصوصیات انواع اسکارن‌های آهن.....	۱۳
۳-۱: مهم‌ترین خصوصیات کانسارهای آهن رسوبی و مقایسه انواع آن‌ها.....	۱۷
۴-۱: توزیع مکانی و زمانی ذخایر آهن در ایران.....	۲۰
۵-۱: توالی پاراژنزی کانسار آهن زیدر.....	۹۲
۶-۱: میانگین فراوانی آهن در سنگ‌های مختلف.....	۹۶
۶-۲: خواص فیزیکی و شیمیایی آهن.....	۹۶
۶-۳: نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های آهن زیدر به روش XRF (برحسب درصد).....	۱۰۰
۶-۴: نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار آهن زیدر به روش ICP-OES.....	۱۰۱
۶-۵: نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار آهن زیدر به روش ICP-MS.....	۱۰۲
۶-۶: ضرایب همبستگی اکسیدهای اصلی در کانسار آهن زیدر.....	۱۱۴
۷-۱: مقایسه کانسارهای آتشفشانی رسوبی برون‌دمی با کانسار زیدر.....	۱۳۸

فصل اول

کلیات

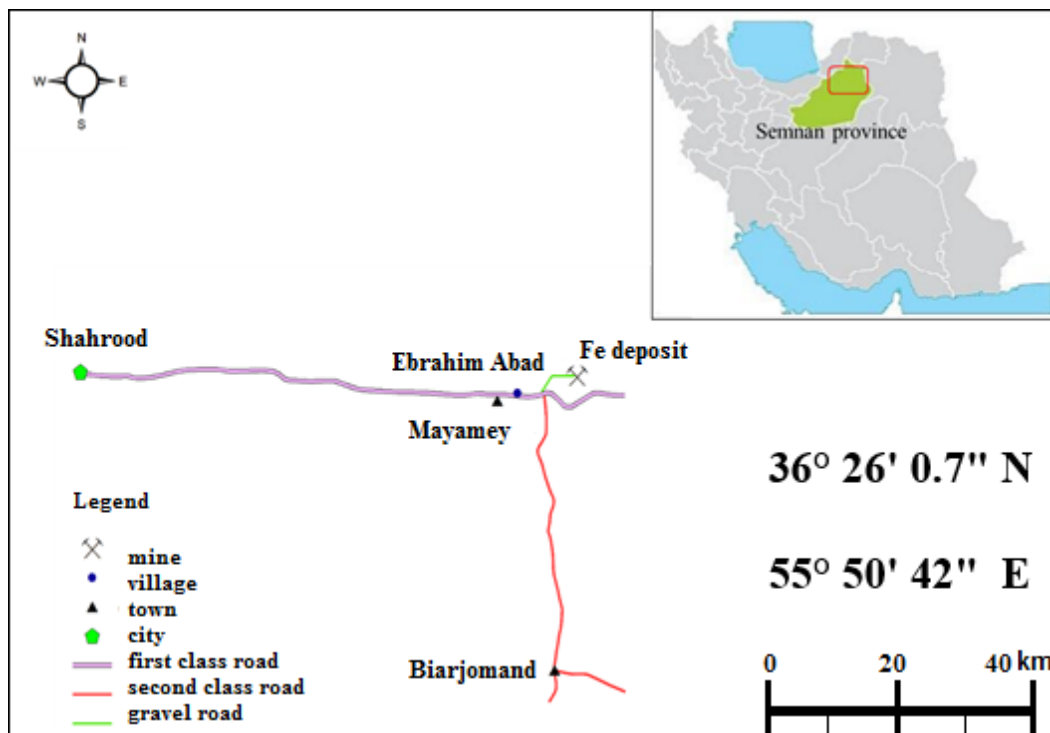
۱-۱- مقدمه

انسان با کشف فلزات و یافتن روش‌های استخراج و استحصال آن توانست خود را از دل کوه‌ها و غارها به تمدن و صنعتی شدن برساند، از جمله فلزات نجات‌بخش بشریت آهن بود که از دیرباز مورد توجه انسان بوده است. از نظر ذخایر آهن، ایران نیز مانند بسیاری از کشورهای جهان فاقد کانسارهای عظیم آهن رسوبی است و با توجه به جایگاه فلز آهن که از ابتدایی‌ترین مواد خام برای توسعه و پیشرفت صنعت در هر جامعه به‌شمار می‌رود و نیز این مسئله که ذخایر فعلی رو به اتمام است از این جهت برای توسعه صنعت فولاد بهره‌برداری از تمامی ذخایر آهن موجود در کشور امری الزامی است. در منطقه معدنی زیدر، در انتهای شمالی زون ایران مرکزی و زیرپهنه سبزووار که در ۸۰ کیلومتری شرق شاهرود و حدود ۲۵ کیلومتری شرق میامی واقع شده مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی به صورت علمی انجام نشده و تنها یک طرح اکتشافی در مورد کانسار توسط فرهمند (۱۳۷۹) نوشته شده همچنین پایان‌نامه کارشناسی ارشد توسط حسینی (۱۳۹۱) که تنها به ژئوفیزیک منطقه معدنی پرداخته است. از این‌رو بررسی چگونگی تشکیل کانسار آهن و عناصر همراه آن در محدوده معدنی زیدر به‌منظور درک فرآیندهای تشکیل و عوامل موثر در تمرکز آن به‌عنوان موضوع پژوهش انتخاب گردید چرا که نتایج حاصل از این بررسی می‌تواند جهت شناسایی و اکتشاف ذخایر جدید آهن موثر واقع شود.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار آهن زیدر

کانسار آهن زیدر در ۸۰ کیلومتری شرق شاهرود و حدود ۲۵ کیلومتری شرق میامی واقع شده است. محدوده کانسار در مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 24'$ تا $36^{\circ} 27'$ عرض شمالی و $55^{\circ} 49'$ تا $55^{\circ} 54'$ طول شرقی واقع شده است. منطقه مورد نظر در شرق شهرستان میامی و درست در شمال سه‌راهی بیارجمند، معروف به سه راه زیدر واقع گردیده است. راه آسفالته تهران- مشهد از مهم‌ترین راه‌های ارتباطی منطقه است. این

منطقه از جاده اصلی تهران- مشهد فاصله‌ای نداشته و حائز جاده خاکی با کیفیت متوسط به طول ۴ کیلومتر می‌باشد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده کانسار آهن زیدر (با تغییرات از Google Earth)

۱-۳- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی

شرایط آب و هوایی خشک و بارش محدود برف سبب شده که فعالیت معدنکاری در تمام طول سال امکان-پذیر باشد. میانگین حداکثر مطلق درجه حرارت در ماه‌های تیر و مرداد که گرم‌ترین ماه‌های سال است، به ۲۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین حداقل درجه حرارت در ماه‌های دی و بهمن که سردترین ماه‌های سال است به ۱۱- درجه سانتی‌گراد می‌رسد. همچنین اختلاف حداکثر مطلق درجه حرارت بین گرم‌ترین و سردترین ماه‌های سال به ۳۱ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. پوشش گیاهی در منطقه تراکم بسیار کمی دارد و اغلب شامل بوته‌های کویری، اسپند کوهی و... می‌باشد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲: نمایی از پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه.

۴-۱- وضعیت معیشتی

بیشتر مردم با کشاورزی و دامداری امرار معاش می کنند. کشاورزی در قسمت شمال ناحیه رواج بیشتری دارد. آب مصرفی توسط چشمه ها و قنات ها و چاه تأمین می شود. دامداران فصلی در فصول سرد سال در مناطق جنوبی استقرار دارند. این ناحیه بخشی از جاده تاریخی ابریشم به شمار می آید و آثار معدنکاری قدیمی به فراوانی دیده می شود که اکتشاف معادن و فعال سازی معادن می تواند نقش به سزایی در اشتغال زایی داشته و می تواند مانع از خروج نیروی کار این مناطق و مهاجرت افراد شود. قدمت تاریخی، جاذبه های گردشگری و کشاورزی مهمترین ویژگی های شهرستان میامی است. از جمله صنایع دستی شهرستان میامی می توان به سفال، سرامیک، نم، دست بافته های سنتی، معرق، منبت، قلم زنی اشاره نمود. از زیرساخت های مهم موجود در منطقه می توان به جاده اصلی و خط آهن اشاره نمود که دسترسی به این منطقه را بسیار آسان می کند.

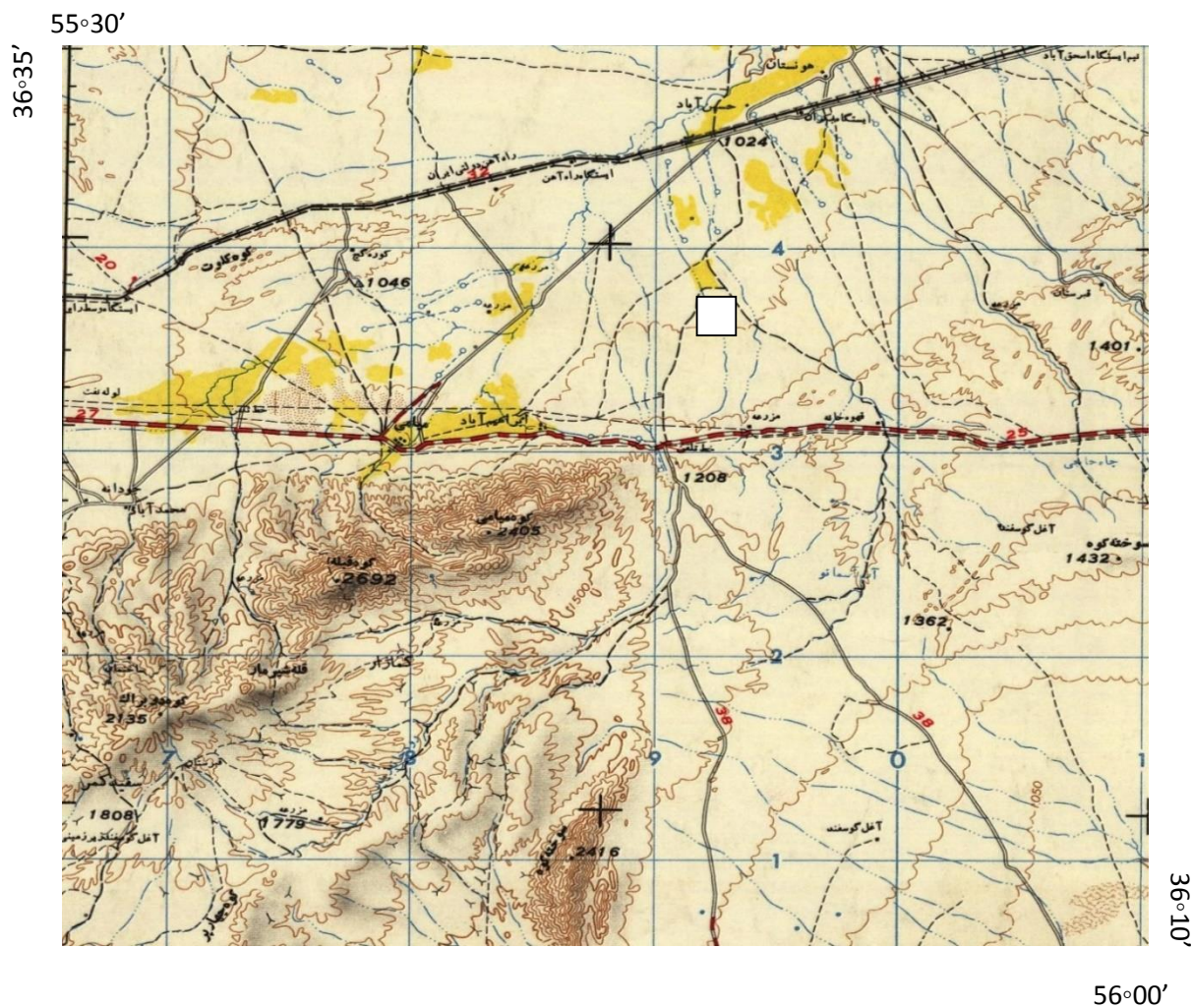
۱-۵- زمین ریخت‌شناسی

از نظر ژئومورفولوژیکی منطقه را می‌توان به دو بخش دشت و ارتفاعات تقسیم نمود. دشت میامی با ارتفاع (۱۰۵۴ متر) از سطح دریا در شمال و دشت بیارجمند با ارتفاع (۱۱۵۶ متر) در کناره گسل‌های اصلی منطقه قرار گرفته‌اند. با توجه به تنوع در ترکیب سنگ‌ها و نوع فرسایش، گسترش واحدها یکسان نیست. سنگ‌های آهکی کرتاسه (قدیمی‌ترین واحد منطقه معدنی) و واحدهای ماسه‌سنگی با سن ائوسن میانی، لیتولوژی‌های سخت و ارتفاعات محدوده معدنی را تشکیل می‌دهند (۱۱۶۹ متر از سطح دریا)، کنگلومرای قرمز نیز نسبت به واحدهای نرم منطقه مرتفع‌تر است. واحد (شیل، توف، مارن)، واحدهای آهکی خرد شده دولومیتی، واحد آهکی تخریبی و مارن قرمز که با کنگلومرای سطحی همراه است قسمت‌های فرو افتاده محدوده معدنی آهن زیدر را شامل می‌شوند (۱۱۲۵ متر از سطح دریا) و در نهایت این واحدها به دشت ختم می‌شوند (۱۱۰۶ متر از سطح دریا). گسل میامی نزدیک‌ترین گسل به محدوده کانسار زیدر می‌باشد که از شمال منطقه مورد مطالعه عبور می‌کند. شاخه‌های این گسل مهم باعث به هم ریختگی تکتونیکی منطقه شده‌اند که از آثار آن می‌توان جابه‌جایی قائم و عرضی واحدها و قطع شدن کانه‌زایی نام برد. سایر گسل‌های اصلی منطقه چاه سیدآباد و گسل کی‌کی با روند جنوب شرق-شمال غرب می‌باشند که باعث بالا آمدگی ناحیه بین گسل‌ها و ایجاد بخش مرتفع در ورقه میامی شده‌اند. دشت‌ها در کنار این گسل‌ها شکل گرفته‌اند.

از ارتفاعات مهم ناحیه کوه‌های میامی (ارتفاع ۲۴۰۷ متر از سطح دریا)، سوخته کوه (ارتفاع ۲۴۱۵ متر از سطح دریا) و کوه قبله با ارتفاع ۲۶۹۲ متر از سطح دریا می‌باشند. رودخانه دائمی در تمام ناحیه وجود ندارد و رودخانه زیدر، رودکال طاقی و کفتاره از رودخانه‌های فصلی مهم‌اند که در فصول بارندگی دارای آب هستند شکل رودخانه‌ها در ارتفاعات عریض‌تر و مسیرشان در امتداد دره‌های گسله بوده و در دشت پهن‌تر می‌شوند و در کل از الگوی دندریتی پیروی می‌کنند. شکل‌های (۳-۱) و (۴-۱).



شکل ۳-۱- تصویر دورسنجی که توسط نرم افزار Google Earth از منطقه گرفته شده است و محدوده کانسار بر روی آن مشخص شده است.



شکل ۱-۴: بخشی از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم (سازمان جغرافیایی کشور، ۱۳۵۱) و موقعیت منطقه مورد نظر. محل کانسار آهن زیدر با □ مشخص شده است.

۱-۶- مطالعات انجام شده قبلی

- حسینی (۱۳۹۱) به پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی منطقه به منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق شاهرود در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود پرداخته است و این کانسار را هیدروترمال معرفی کرده است.

- مردانی بلدچی (۱۳۹۰) پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند-شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس مطالعات مردانی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی با ترکیب تراکی بازالتی در ائوسن بالایی از حوضه رسوبی خارج شده‌اند و محیط تشکیل را پشت کمانی تشخیص داده‌است.
- بادامه (۱۳۸۲) پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندهشت، شرق شاهرود را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه کرده است. نتایج مطالعات وی بیانگر توالی شیل‌های ژوراسیک، آهک کرتاسه و آهک‌های ائوسن با ترکیب توفی، تراکی آندزیتی و واحدهای آذرآواری در یک محیط پشت کمانی است.
- فرهمند (۱۳۷۹)، زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مورد مطالعه را به صورت مقدماتی بررسی کرده است و در قالب طرح اکتشافی ارائه داده است و زمین‌شناسی منطقه را بررسی کرده است.
- حسینی (۱۳۷۴) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مطالعات ژئوشیمیایی گرانیت‌های جنوب بیارجمند را با روش اسپکترومتری مطالعه کرده است.
- افتخارنژاد و آقابیاتی (۱۳۷۰) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم، نوایی و همکاران (۱۳۶۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و امینی و همکاران، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی را تهیه کرده‌اند. در این نقشه‌ها واحدهای سنگی، چینه‌شناسی و ساختمانی به خوبی تفکیک شده‌اند.

۷-۱- طرح مسئله و هدف از مطالعه

نظر به اینکه تنها مطالعات عمده انجام شده در رابطه با این کانسار مطالعات ژئوفیزیک بوده و با توجه به مطالعات بسیار محدود کانی‌شناسی، ساخت و بافت در این منطقه، تعیین الگوی تشکیل و ژنز به درستی صورت نگرفته است، لذا به نظر می‌رسد بررسی‌های پژوهشی زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ژئوشیمی

این کانسار ضروری و ارائه مدل تشکیل برای این کانسار می‌تواند به عنوان الگو و راهنما در شناسایی و اکتشاف ذخایر مشابه از این نوع کانه‌زایی در منطقه موثر باشد. این رساله می‌کوشد تا با معرفی کانسار آهن زیدر در منطقه میامی و با استفاده از داده‌های جدید مطالعات صحرایی و کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی ضمن نشان دادن ارتباط این عوامل کانه‌زایی با یکدیگر، شناخت بهتری از عوامل کنترل کننده کانه‌زایی ارائه نماید. به‌طور کلی اهداف مورد نظر از این پژوهش عبارتند از:

- بررسی شکل هندسی پیکره ماده معدنی
- بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانسار آهن زیدر
- بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمی کانسار آهن زیدر
- تعیین تیپ کانسار و ارائه الگوی تشکیل و کنترل کننده‌های اصلی کانه‌زایی در کانسار زیدر
- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل کانسار آهن زیدر
- تعیین خاستگاه و منشأ عناصر
- ارائه کلیدهای اکتشافی جهت پی‌جویی کانه‌زایی مشابه احتمالی در مقیاس ناحیه‌ای

۸-۱- روش مطالعه

۸-۱-۱- گردآوری اطلاعات

- تهیه و مطالعه کتب و مقالات در زمینه موضوع پایان نامه
- گردآوری اطلاعات مربوط به منطقه شامل نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و نیز بررسی کلیه گزارشات و مقالاتی که به نحوی در ارتباط با منطقه مورد مطالعه، نواحی اطراف و موضوع می‌باشند.

- مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای به منظور آگاهی از وضعیت زمین-شناسی ناحیه‌ای در منطقه مورد مطالعه
- برنامه‌ریزی جهت انجام مطالعات صحرایی (شامل امور فنی، اداری، تدارکاتی و ...).

۱-۸-۲ مطالعات صحرایی

- بازدیدهای مقدماتی به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و زمین‌شناسی عمومی منطقه معدنی.
- تهیه نقشه زمین‌شناسی-معدنی‌مادین در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ از کانسار زیدر با استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای و مشاهدات صحرایی.
- شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر.
- انتخاب پروفیل سنگ-چینه‌ای و نمونه‌برداری منظم لیتوژئوشیمیایی در امتداد پروفیل و در جهت عمود بر روند لایه‌بندی به منظور تعیین جایگاه احتمالی افق‌های کانه‌دار در منطقه و برداشت نمونه‌های لازم جهت مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانه‌ها و سنگ‌های همراه و نحوه تغییرات جانبی و قائم واحدهای سنگی.
- بررسی دقیق افق‌های کانه‌دار، شکل هندسی پیکره‌های معدنی و انواع مواد معدنی و پهنه‌های دگرسانی مربوط در مقیاس‌های رخنمون و نمونه دستی
- بازدید نهایی از منطقه به منظور کنترل نتایج و اطلاعات به دست آمده.

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دفتری

- تهیه ۴۰ مقطع نازک، ۱۰ مقطع نازک-صیقلی، ۱۵ مقطع صیقلی جهت مطالعه کانی‌شناسی و بافت کانه‌ها و کانی‌های همراه در مقیاس میکروسکوپی.
- آنالیز ۶ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) جهت مطالعه و تعیین دقیق کانی‌ها.

- آنالیز ۹ نمونه به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب (Trace) و عناصر نادر خاکی (REE) به روش (ICP-MS).
- آنالیز ۶ نمونه به روش (ICP-OES) در شرکت ایمیدرو و استفاده از نتایج حاصله جهت تعبیر و تفسیر ژئوشیمیایی و تعیین منشاء کانسار.
- دسته بندی، پردازش، ارائه و تحلیل داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای ArcGis, SPSS, Excel, IGPET, Global Mapper, GCDket.
- مطالعات دفتری جهت تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های برداشت‌شده، نتیجه‌گیری نهایی، تدوین پایان‌نامه و ارائه مقاله.

۱-۹- رده بندی کانسارهای آهن

کانسارهای آهن توسط فرآیندهای ماگمایی، گرمایی، دگرگونی و رسوبی تشکیل می‌شوند.

۱-۹-۱- کانسارهای آهن ماگمایی

کانسارهای آهن ماگمایی حدود ۲ یا ۳ درصد یا کمی بیشتر از کانسارهای آهن مصرفی دنیا را تشکیل می‌دهند. این کانسارها معمولاً در اثر تفکیک یک سیال غنی از آهن و حاوی ۴ یا ۵ درصد فسفر تشکیل می‌شوند که مذاب غنی از آهن به صورت توده‌های نفوذی انبانی مگنتیتی به درون سنگ‌های میزبان تزریق می‌شوند. این کانسارها همراه سنگ‌های مافیک، الترامافیک لایه‌ای (از نوع آنورتوزیت- گابرو)، کربناتیت‌ها و سنگ‌های الترامافیک (دونیت، پریدوتیت، پیروکسنیت) و گاه سینیت‌ها هستند (گیلبرت^۱ و پارک^۲ ۱۹۹۷).

سایر خصوصیات این نوع کانسارهای آهن در جدول (۱-۱) با یکدیگر مقایسه شده است.

¹-Guilbert

²-Park

جدول ۱-۱: خصوصیات کانسارهای آهن ماگمایی (گیلبرت و پارک ۱۹۹۷، اوانس^۱ ۱۹۹۷)

نوع سنگ همراه	کانه‌سازی	محیط تکتونیکی	نحوه تشکیل
توده‌های نفوذی مافیک و الترامافیک در پیوند با سنگ-های درونی آنور توزیت- گابرو	مگنتیت حاوی وانادیم و ایلمنیت	نقاط داغ داخل قاره‌ها همراه کمپلکس‌های لایه‌ای نظیر بوشولد	تبلور جزء به جزء، تنشینی ثقلی بلورها، عدم امتزاج مایعات اکسیدی
کربناتیت‌های در پیوند با سنگ‌های دونیت، پریدوتیت و گاه سینیت	مگنتیت حاوی تیتانیوم و آپاتیت در همراهی با سینیت، همراه خاکی‌های نادر (REE)	نقاط داغ قاره‌ها، ریف‌ها داخل قاره‌ها	تبلور جزء به جزء، تنشینی ثقلی بلورها، عدم امتزاج مایعات اکسیدی

۱-۹-۲- کانسارهای اسکارنی آهن

اسکارن از واکنش بین محلول‌های ماگمایی یا گرمابی در درجه حرارت بالا با سنگ‌های کربناته و در نتیجه جانشینی Fe،Si و Mg در سنگ‌های آهکی خالص و دولومیت‌ها و تشکیل سیلیکات‌های Fe،Ca و Mg از طریق متاسوماتیزم حاصل می‌شود. آهن در این کانسارها ریشه ماگمایی داشته و درون بخش آهکی عمدتاً به صورت اکسیدی برجای گذاشته می‌شود (اینودی^۲، ۱۹۸۱).

اسکارن‌های آهن بزرگترین ذخایر اسکارنی محسوب می‌شوند (ماینرت^۳، ۱۹۹۲) و کانی مگنتیت عمده‌ترین محصول قابل استخراج همراه با مقادیر فرعی از عناصر Ni، Au، Co و Cu می‌باشند (گریگوریو و همکاران^۴، ۱۹۹۰). به‌طور کلی برای انواع کانسارهای اسکارن طبقه‌بندی‌های گوناگونی ارائه شده است. این طبقه‌بندی‌ها شامل:

¹-Evans

² Einaudi et al

³ Meinert

⁴ Grigoryev et al

الف) براساس کانی‌های کالک سیلیکاته که شامل دو گروه کلسیمی (در سنگ‌های آهنی و حاوی کالک‌سیلیکات‌های Fe و Cu دار) و منیزیمی (در دولومیت‌ها و حاوی کالک‌سیلیکات‌های Mg دار) می‌باشند (اینودی، ۱۹۸۱).

ب) براساس نوع سنگ جانشین شونده شامل اندواسکارن (داخل توده نفوذی) و آگزواسکارن (مابین اندواسکارن و آهنک تبلور مجدد یافته و به‌عنوان زون اصلی اسکارن) می‌باشند (اینودی و برت^۱، ۱۹۸۲).

ج) - بر اساس فلزات غالب اقتصادی شامل هفت گروه اسکارن‌های Fe، Cu، Au، Pb، Zn، W، Sn، Mo (ج) می‌باشند (مینرت، ۱۹۹۲). اسکارن‌های آهن در زون فرورانش جزایر قوسی از نوع کلسیک و در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها از نوع منیزیمی هستند که مهم‌ترین خصوصیات آنها در جدول (۱-۲) آمده است (ری، ۱۹۹۵). از کانسارهای معروف اسکارن آهن می‌توان به معدن سنگان اشاره کرد.

جدول ۱-۲- مهم‌ترین خصوصیات انواع اسکارن‌های آهن (ری، ۱۹۹۵، ۲)

نوع اسکارن آهن	نوع سنگ همراه	کانه‌سازی	نحوه تشکیل و محل قرارگیری ذخیره
کلسیمی	سنگ‌های گابرویی-دیوریتی	کانه اصلی مگنتیت+ کالکوپیریت+ پیریت+ آرسنوپیریت+ اسفالریت+ گالن+ هماتیت+ طلا	متاسوماتیزم که قسمت اعظم ذخیره در زون گارنت- پیروکسن و بخشی از آن در اندواسکارن
منیزیمی	سنگ‌های گرانودیوریتی- کوارتزومونزونیتی	کانه اصلی مگنتیت+ کالکوپیریت+ بورنیت+ پیریت+ پیروتیت+ اسفالریت+ مولیبدینیت	متاسوماتیزم که به علت کمبود آهن در سنگ‌های کوارتزومونزونیتی حاشیه قاره فقط در سنگ‌های دولومیتی و فاقد اندواسکارن

۱-۹-۳- کانسارهای آهن آتشفشانی

کانسارهای آهن آتشفشانی نیز همانند کانسارهای آهن ماگمایی، معمولاً از جدایش یک ماگمای حاوی آهن که حاوی ۴ یا ۵ درصد فسفر است حاصل می‌شود اما تفاوت آن با نوع ماگمایی در تشکیل یک مذاب غیر

¹ Bert

² Ray

قابل امتزاج اکسیدی و فلسیک می‌باشد. از نظر ژئوشیمیایی، تفریقی که سبب تولید سنگ‌های کالک‌آلکالن می‌شود بر غنی‌شدگی آهن در همان مذاب تأثیر گذاشته و معمولاً با افزایش تفریق نسبت Mg/Fe کاهش و مقدار آهن کل افزایش می‌یابد. این کانسارها از نقطه نظر تکتونیکی همراه با فعالیت‌های آتشفشانی، هم در نواحی قاره‌ای و هم در جزایر قوسی دیده می‌شوند. در این نوع کانسارها مذاب غنی از آهن به سطح رسیده و به‌صورت روانه‌ها و توف‌های استراتی‌فورم و عموماً استراتی‌بند از آهن همراه با سنگ‌های آتشفشانی لایه‌ای به‌ویژه از نوع آندزیت و لاتیت نهشته می‌شوند (گیلبرت و پارک ۱۹۹۷). از کانسارهای معروف آن می‌توان به آل‌لکو (شیلی) و میشدوان (ایران) اشاره کرد. که در آنها جریانی از گدازه‌های مگنتیتی (عمدتاً حاوی مگنتیت و به طور فرعی هماتیت و آپاتیت هستند) همراه سنگ‌های آندزیت- ریوداسیت دیده می‌شوند.

۱-۹-۴- کانسارهای گرمابی آهن

کانسارهای گرمابی آهن در مقایسه با دیگر منابع آهن، از اهمیت کمتری برخوردارند. این کانسارها از طریق دگرسانی گرمابی و به شکل رگه‌ای و استوک‌ورک حاصل می‌شوند. محلول‌های گرمابی غنی از آهن در شرایط مناسب Eh و pH و با کاهش دما و فشار، در اثر واکنش با سنگ دیواره، باعث تشکیل این نوع ذخایر می‌شوند. کانه اصلی فلزی از نوع هماتیت و سیدریت است که هماتیت در کانسارهای گرمابی حرارت بالا و سیدریت در کانسارهای گرمابی حرارت پایین تشکیل می‌شود. در نوع حرارت بالا و رگه‌ای، ممکن است طلا نیز به صورت ذرات ریز و پراکنده در هماتیت دیده شود. کانسارهای سیدریت گرمابی مهم‌تر از نوع هماتیتی بوده و تقریباً تمامی آنها دارای مقدار قابل توجهی منگنز هستند (گیلبرت و پارک ۱۹۹۷).

۱-۹-۵- کانسارهای رسوبی آهن

ذخایر رسوبی - شیمیایی آهن بزرگ‌ترین و مهم‌ترین ذخایر آهن را تشکیل می‌دهند. آهن موجود در این کانسارها از دو منبع تأمین می‌شود:

(۱) هوازگی کانی‌های مافیک موجود در قاره‌ها

(۲) فعالیت آتشفشانی داخل حوضه.

انتقال آهن از منابع آتشفشانی به صورت کلرور انجام می‌شود. در مورد انتقال مقادیر زیاد آهن توسط رودخانه‌ها از قاره‌ها، مشکل اصلی، شرایط اکسیدان آب‌های سطحی است چون Fe^{+2} فقط در شرایط شدیداً اسیدی به حالت محلول در می‌آید. کسلر^۱ (۱۹۹۴) و جمز^۲ (۱۹۶۶) معتقدند که امروزه در اثر فرسایش، آهن به صورت هیدروکسیدفریک کلوئیدی، یون‌هایی که با ذرات آواری پیوند شیمیایی دارند و ذرات کانیایی به داخل اقیانوس حمل می‌شود.

انواع کانسارهای رسوبی آهن عبارتند از: (۱) کانسارهای آهن مردابی، (۲) کانسارهای آهن الیتی یا سنگ آهن‌ها (۳) تشکیلات آهن لایه‌ای (BIF).

۱-۹-۵-۱- کانسارهای آهن مردابی

این کانسارها عمدتاً در مناطق معتدله تا یخچالی مربوط به نیمکره شمالی به صورت توده‌های عدسی شکل تا نواری لیمونیتی حاوی رس، ماسه و مواد آلی رخ می‌دهند که در دریاچه‌ها، باتلاق‌ها و رودخانه‌هایی با جریان کند تشکیل می‌شوند. منگنز نیز در این کانسارها حضور داشته و گاهی مقدار MnO_2 در آنها به ۴۰ درصد هم

¹-Kesler

²-James

می‌رسد. بعضی از این کانسارها به سنگ آهن نوار سیاه موسومند و اساساً از سیدریت با مقادیر متغیری از مواد آلی و آواری تشکیل شده‌اند (استنتون^۱، ۱۹۷۲).

در مورد نحوه تشکیل، عقیده بر این است که تجزیه مقادیر زیادی از مواد آلی در خاک‌های اشباع از آب، باعث تشکیل آب‌های غنی از CO₂ شده که این آب‌ها، آهن فریک غیرمحلول در محیط را به Fe₃(HCO)₂ محلول تبدیل کرده و برخورد این آب‌ها با آب‌های غنی از اکسیژن باعث اکسید شدن Fe²⁺ به Fe³⁺ و ته‌نشینی آن به صورت لیمونیت می‌شود (کریگ^۲، ۱۹۷۹).

۱-۹-۵-۲- کانسارهای آهن الیتی یا سنگ آهن‌ها

این کانسارها بسیار متنوع و در آنها دانه‌های الئید از جنس هماتیت، لیمونیت، سیدریت یا شاموزیت همراه یا بدون کلاسیت یا کلسدونی در زمینه‌ای از رس یا سنگ آهک پراکنده‌اند. این کانسارها را می‌توان به دو گروه کلینتون و مینت تقسیم‌بندی کرد که مهم‌ترین خصوصیات آنها در مقایسه با آهن لایه‌ای در جدول (۱-۳) آورده شده است (مینارد^۳، ۱۹۸۳).

۱-۹-۵-۳- کانسارهای آهن لایه‌ای (BIF)

این کانسارها، رسوبات شیمیایی، نازک لایه و ورقه‌ای، حاوی ۳۰ تا ۳۵٪ یا بیشتر آهن با منشأ رسوبی هستند که در آنها ۴ رخساره قابل شناسایی است که عبارتند از:

(۱) رخساره اکسیدی

(۲) رخساره کربناتی

¹-Stanton

²-Craig

³Maynard

۳) رخساره سیلیکاتی

۴) رخساره سولفیدی

تفاوت کانی‌شناسی این ۴ رخساره ناشی از تفاوت در عمق تشکیل و یا Eh محیط تشکیل آنهاست. این کانسارها به دو گروه آگوما و سوپریور رده‌بندی می‌شوند که مهم‌ترین خصوصیات آنها در جدول (۱-۳) آورده شده است. از نمونه‌های معروف کانسارهای رسوبی آهن می‌توان کانسار دریاچه سوپریور (آمریکا) را نام برد.

جدول ۱-۳: مهم‌ترین خصوصیات کانسارهای آهن رسوبی و مقایسه انواع آنها برگرفته از (استنتون، ۱۹۷۲؛ اوانس، ۱۹۹۷ و مینارد، ۱۹۸۳)

کانسارهای آهن الییتی		کانسارهای آهن نواری		موارد مقایسه
نوع مینت	نوع کلینتون	نوع سوپریور	نوع آگوما	
مزوزوئیک در اروپا	کامبرین تا دونین	۱/۸ تا ۲/۵ میلیارد سال پیش	آرکنن، محدود در فانروزویک	سن
رسوبات آواری کم عمق و با اکسیژن زیاد	رسوبات آواری کم عمق و با اکسیژن زیاد	دولومیت، کوارتزیت و شیل-های سیاه، کنگومرا و چرت	مجموعه سنگ‌های آتشفشانی اسید حدواسط، گری‌وک، شیل، اسلیت	نوع سنگ همراه
رسوبی- شیمیایی	رسوبی- شیمیایی	رسوبی شیمیایی یا بیوشیمیایی (+مواد آتشفشانی)	آتشفشانی- متصاعدی- رسوبی	نحوه تشکیل
سیدریت- شاموزیت و یا سایر کلریت‌های آهن	هماتیت، شاموزیت و سیدریت	رخساره‌های اکسیدی- کربناتی و سیلیکاتی که هماتیت کانه اصلی است	رخساره‌های اکسیدی- کربناتی- سولفیدی و سیلیکاتی که هماتیت کانه اصلی است	کانه‌شناسی
دریاهای درون قاره‌ای، فلات قاره و دریاچه‌ها	فلات قاره	حوضه‌های فلات قاره‌ای و پلاتفرمی	کمربندهای آتشفشانی مناطق قوسی، گرابن‌ها	محیط تکتونیکی

۱-۹-۶- کانسارهای رسوبی آواری آهن (پلاسرها)

کانی‌هایی که دارای وزن مخصوص بالا، مقاومت شیمیایی و مکانیکی بالایی هستند، می‌توانند تشکیل پلاسر دهند که در مورد آهن مگنتیت این شرایط را دارد. سنگ منشأ در این مورد، می‌تواند آنورتوزیت‌ها، کربناتیت‌ها و سنگ‌های بازیک همراه آنها و بازالت‌های جریان‌ی باشد. در اثر فرسایش، مگنتیت به صورت پلاسرهای بادی، ساحلی و آبرفتی نهشته می‌شود. از کانسارهای معروف آن می‌توان کانسار تیتانومگنتیت زلاندنو اشاره کرد که به سواحل ماسه سیاه معروفند (اوانس، ۱۹۹۷).

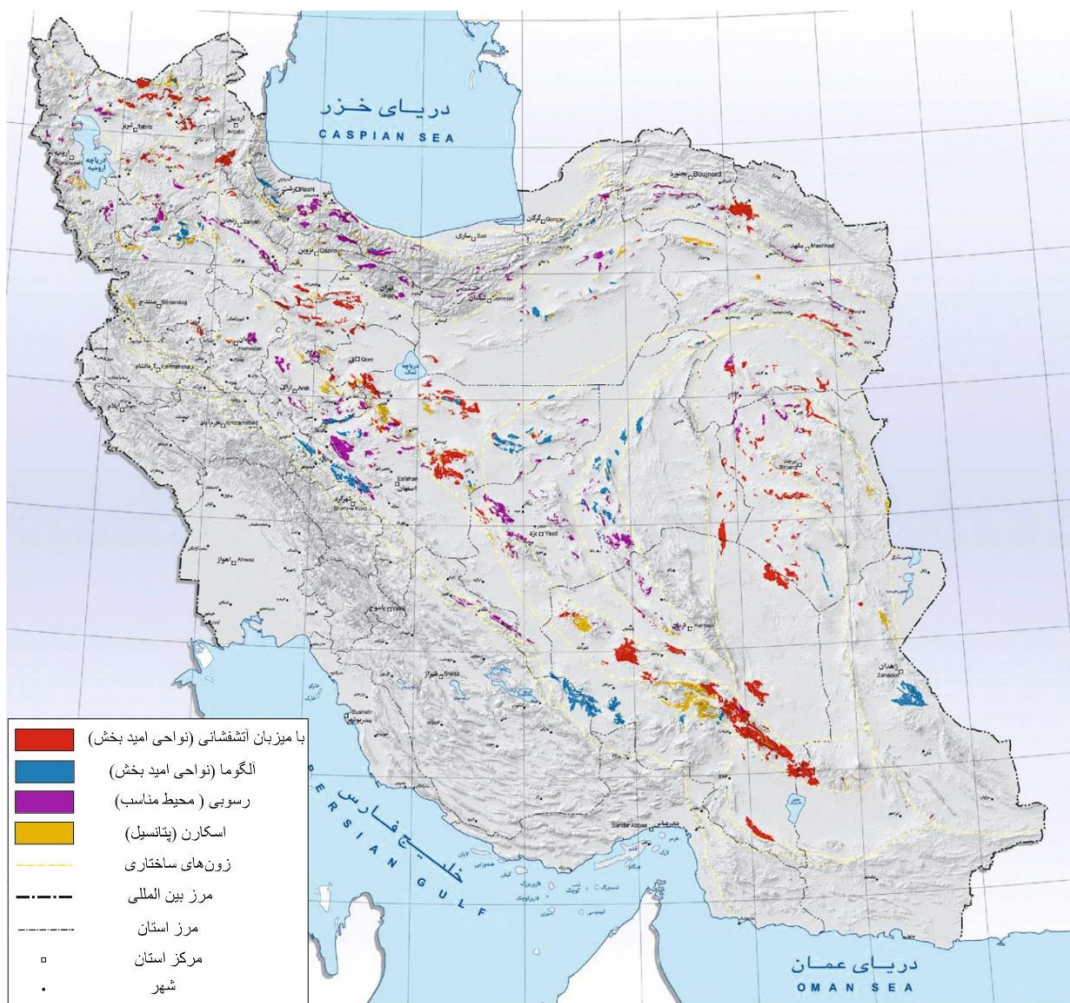
۱-۹-۷- کانسارهای آهن حاصل از هوازگی (لاتریت‌ها)

برای تشکیل این کانسارها، هوازگی شیمیایی باید شدید باشد که چنین شرایطی در مناطق حاره‌ای گرم و مرطوب حکم فرماست. در چنین شرایطی اکثر سنگ‌ها تمام مواد محلول خود را از دست داده و خاکی فاقد مواد محلول به نام لاتریت تولید می‌کنند. اغلب لاتریت‌های آهن دارای سنگ منشأ بازیک و الترابازیک بوده که از لحاظ کبالت و نیکل هم غنی هستند. کانه‌های اصلی شامل هماتیت و گوتیت می‌باشد. لاتریت‌ها حاوی ۱۲٪ آلومینا بوده و از کانسارهای معروف آن می‌توان کانسار کناگری را در گینه که بر روی یک دونیت تشکیل شده نام برد (گیلبرت و پارک ۱۹۹۷).

۱-۱۰- فازهای کانی‌سازی آهن در ایران

کانسارهای آهن در ایران زمین منحصر به دوره خاصی از تاریخ زمین ساختی ایران نیست، به گونه‌ای که با پیدایش و شکل‌گیری پوسته ایران زمین در پروتروزوئیک پسین، عملکرد و ادامه فعالیت‌های زمین ساختی - ماگمایی سبب کانی‌سازی آهن شده است. این کانه‌زایی ارتباط تنگاتنگی با زمین ساخت و ماگماتیسم در ایران

داشته و سبب کانه‌زایی مدل‌های مختلفی آهن شده است. در ایران مانند دیگر نقاط جهان گرچه شاهد زایش آهن از پروتروزوئیک پسین تا کواترنر هستیم، ولی بیشترین انباشتگی آهن در پروتروزوئیک پسین، اردویسین پیشین و الیگومیوسن رخ داده است. چنانچه هیچ کدام از ذخایر مربوط به پالئوزوئیک بالا-تریاس و کرتاسه قابل مقایسه با آنها نیست (قربانی، ۱۳۸۱). جدول (۱-۴) توزیع زمانی و مکانی ذخایر آهن در ایران را نشان می‌دهد (قربانی، ۱۳۸۱).



شکل ۱-۵: نقشه پراکندگی انواع مدل‌های کانسار آهن در ایران (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۸۳)

جدول ۱-۴: توزیع مکانی و زمانی ذخایر آهن در ایران (قربانی، ۱۳۸۱)

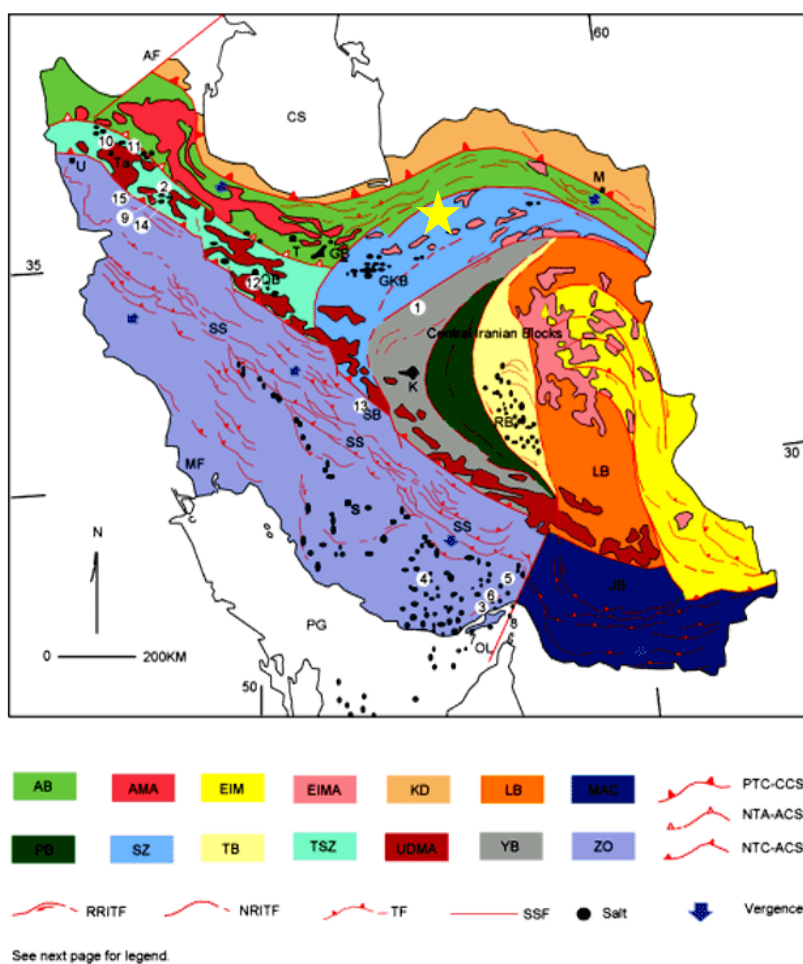
سن	خاستگاه	موقعیت	کانسارها و آثار کانی‌ها
ترشیری (انوسن پسین تا کواترنر)	ماگمایی	زون ارومیه- دختر	نیاسر کاشان، داران، شهرک، کوه بابا
		زون البرز	سمنان، سرخه دیزج
		خاور ایران	سنگان
مزوزوئیک	ماگمایی- اسکارنی و آتشفشان‌زاد	منطقه همدان	باباعلی، چناربالا، کلالی
		شمال خاور خوی	اسکندیدان
		جنوب باختر اراک	شمس‌آباد
تریاس- زوراسیک پسین	در پیوند با توده‌های نفوذی		هزارخانی، خسروآباد، چرمه، ظفرآباد و سنندج- سیرجان
	رسوبی	ایران مرکزی	الیزبست خراتق، رباط پشت بادام
پالئوزوئیک پسین- تریاس پیشین	آتشفشانی- رسوبی		خاور ایران
			سنندج- سیرجان جنوبی
			ناحیه همدان- کردستان
			البرز
پروتوزوئیک پسین- کامبرین پیشین	ماگمایی	ایران مرکزی	چغارت، چادرملو، سه‌جاهون، میشدوان، اسفوردی و اغلب کانسارهای ناحیه بافق
	ماگمایی مافیک و الترامافیک	جنوب زون سنندج- سیرجان	گل گهر
	رابطه مستقیم یا غیرمستقیم با سنگ‌های ماگمایی و آتشفشانی- رسوبی	ایران مرکزی	آهن متگن‌دار، میشدوان و غار دره داهو
آتشفشانی رسوبی در پیوند با سنگ‌های آتشفشانی قره- داش و بخش- های پایینی سازند سلطانیه	آتشفشانی رسوبی در پیوند با سنگ‌های آتشفشانی قره- داش و بخش- های پایینی سازند سلطانیه	آذربایجان	کوه بردرش، بیجاچی و حمام (شاهین‌دز)
	با ساختاری رسوبی میزبان، بالای کهر، پایین سلطانیه	آذربایجان و زنجان	ارجین، شاه‌بلاغ، میرجان، قالیچه بلاغ، چهارتاق و بالستان
آتشفشانی رسوبی در پیوند با سنگ‌های سری هرمز و سنگ‌های آتشفشانی وابسته		بندرعباس و جزایر جنوب خاوری آن	تنگه زاغ، هرمز، لارک، قشم

فصل دوم

زمین شناسی ناحیه ای

۲-۱- مقدمه

محدوده کانسار آهن زیدر در انتهای شمالی زون ایران مرکزی و زیرپهنه سبزوار واقع شده است (شکل ۲-۱). به همین منظور در این فصل به شرح مختصر این زون و زیرپهنه سبزوار می‌پردازیم و ضمن شرح چینه‌نگاری، زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک و نیز زمین‌شناسی اقتصادی در مقیاس ناحیه‌ای بر اساس ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی، زمین‌شناسی محدوده کانسار شرح داده می‌شود.



شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه بندی ساختاری-رسوبی ایران مرکزی (علوی ۱۹۹۱).

۲-۲- ویژگی‌های عمومی زون ساختاری ایران مرکزی

در زمین‌شناسی ایران واژه "ایران مرکزی" یاد آور گستره‌ای محدود و مثلثی شکل از ورق ایران است که بنا به تعاریف گفته شده از شمال به البرز کوه، از جنوب باختری به زون سنندج - سیرجان و از خاور به بلوک لوت محدود است. در گذشته‌های دور که شناخت روشنی از ویژگی‌های زمین‌شناسی ایران در دست نبود، البرز را ایوژئوسنکلینال و زاگرس را میوژئوسنکلینال می‌دانستند. ایران مرکزی توده‌ای مقاوم بود که با بزرگ ناودیس البرز و زاگرس در بر گرفته می‌شد. یافته‌های نوین زمین‌شناسی ایران سبب شد تا اشتوکلین^۱ (۱۹۶۸)، به درستی واژه توده میانی را نپذیرد و این گستره را پهنه‌ای پویاتر از البرز بداند. داده‌های درخور استناد و به روز زمین‌شناسی ایران نشانگر آن است که بسیاری از ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌ساختی، نوع پوسته، زمان تحکیم پی‌سنگ، توان لرزه‌خیزی و ... پهنه موسوم به ایران مرکزی فراتر از گستره مفروض است به گونه‌ای که ویژگی‌های یاد شده را می‌توان به تمام زمین‌هایی که مابین زمین‌درز شمال ایران (موسوم به پالتوتیس) و زمین‌درز باختر ایران (موسوم به نئوتتیس) قرار دارند دید. به سخن دیگر ایران مرکزی بخشی کوچک از بزرگ زمینی است که مابین دو زمین‌درز یاد شده قرار دارد که می‌تواند ورق ایران نام داشته باشد. تفاوت‌های ناحیه‌ای به ویژه تفاوت در الگوی ساختاری جای جای ورق ایران سبب گردیده تا این گستره بزرگ به زیر پهنه‌های ساختاری - رسوبی متفاوت تقسیم گردد. ورق ایران سرزمینی یکپارچه و همگن نیست بلکه در نتیجه عملکرد گسل‌ها به صورت قطعاتی جدا با ویژگی‌های زمین‌شناسی متفاوت است. در هر حال دو ویژگی عمده بر این پهنه حاکم است یکی چین‌خوردگی دگرگونی و پلوتونیزم شدید مزوزوییک و دیگری تکاپوی شدید آتشفشانی سنوزوییک و همین دو ویژگی است که ورقه ایران مرکزی را متمایز می‌سازد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

¹ Stocklin

۲-۳- ویژگی‌های ساختاری-تکتونیکی زیرپهنه سبزوار

کانسار آهن زیدر در زیرپهنه ساختاری سبزوار قرار گرفته است. این پهنه ساختاری یکی از پهنه‌های چندگانه خرده قاره ایران مرکزی است که به خاطر رخداد کمربند افیولیتی در آن مورد توجه است (علوی، ۱۹۹۱). جغرافیای دیرینه پهنه سبزوار زیاد مشخص نیست ولی بیشتر محققین آن را با افیولیت‌های نائین- بافت و افیولیت‌های سیستان مرتبط می‌دانند (استامفلی و بورل^۱، ۲۰۰۴؛ آگارد^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). این افیولیت‌ها که به‌طور ناپیوسته اطراف ایران مرکزی را احاطه کرده‌اند، نشان‌دهنده پوسته اقیانوسی هستند. باروز و همکاران^۳ (۱۹۸۴)، آروین و روبینسون^۴ (۱۹۹۴) و آگارد و همکاران (۲۰۱۱) افیولیت‌های سبزوار، افیولیت‌های نائین- بافت و افیولیت‌های سیستان در یک محیط کششی از نوع حوضه‌های پشت قوسی در طی عبور از زمان کرتاسه میانی به کرتاسه فوقانی تشکیل شده‌اند. این کشش در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر پهنه سنج- سیرجان اتفاق افتاده است. این محیط‌های کششی پشت قوسی در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته‌شدن کرده و در زمان ائوسن به‌طور کامل بسته می‌شود (روزتی و همکاران^۵، ۲۰۱۰).

اطلاعات رادیومتریکی سن افیولیت‌های نائین- بافت را ۹۳ میلیون سال به روش K-Ar بر روی هورنبلند (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۰۹) و برای افیولیت‌های سبزوار ۸۶-۸۷ میلیون سال تعیین کرده است (باروز و همکاران، ۱۹۸۴). این داده‌های سن‌سنجی به خوبی زمین‌کشش این محیط‌ها را تأیید می‌کنند. بنابراین نظریه عمومی در مورد ماگماتیسم و رسوبگذاری پهنه‌ی سبزوار، ایجاد محیط کششی و تشکیل یک ریف‌ت پشت قوسی در طی کرتاسه‌ی پسین می‌باشد (روزتی و همکاران، ۲۰۱۰).

^۱ Stampfli and Borel

^۲ Agard

^۳ Baroz

^۴ Arvin and Robinson

^۵ Rossetti

به عقیده‌ی این محققین با آغاز بسته‌شدن (شروع فرورانش) نئوتتیس، در زمان تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین حواشی فعال در حاشیه‌ی اوراسیا شروع به تشکیل شدن می‌کند (بربریان و کینگ^۱، ۱۹۸۱؛ استامفلی و بورل، ۲۰۰۴؛ آروین و همکاران، ۲۰۰۷؛ روزتی و همکاران، ۲۰۱۰). به این صورت که این فرورانش اقیانوسی باعث تشکیل کمان ماگمایی تیپ کردیلاریا در طول پهنه سنندج- سیرجان در زمان ژوراسیک- کرتاسه شده (بربریان، ۱۹۸۱؛ قاسمی و تالبوت^۲، ۲۰۰۶؛ روزتی و همکاران، ۲۰۱۰) و به طبع آن در پشت این کمان ماگمایی، حوضه‌های اقیانوسی پشت قوسی تشکیل شده است (مک‌کال^۳، ۱۹۹۷؛ روزتی و همکاران، ۲۰۱۰). در عین حال، مطالعات سن‌سنجی از افیولیت‌های خرد قاره‌های شرق ایران مرکزی، تشکیل این حوضه‌های اقیانوسی پشت قوسی را در دو زمان اصلی ارائه می‌دهد:

- ۱) در طول ژوراسیک فوقانی- کرتاسه‌ی زیرین (افیولیت‌های سیستان فنوج) (فتوحی راد و همکاران، ۲۰۰۹).
- ۲) در طول کرتاسه‌ی پسین (افیولیت‌های سبزوار- نائین- بافت) (شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ شفافی مقدم و همکاران، ۲۰۰۹؛ روزتی و همکاران، ۲۰۱۰).

۲-۴- چینه‌شناسی

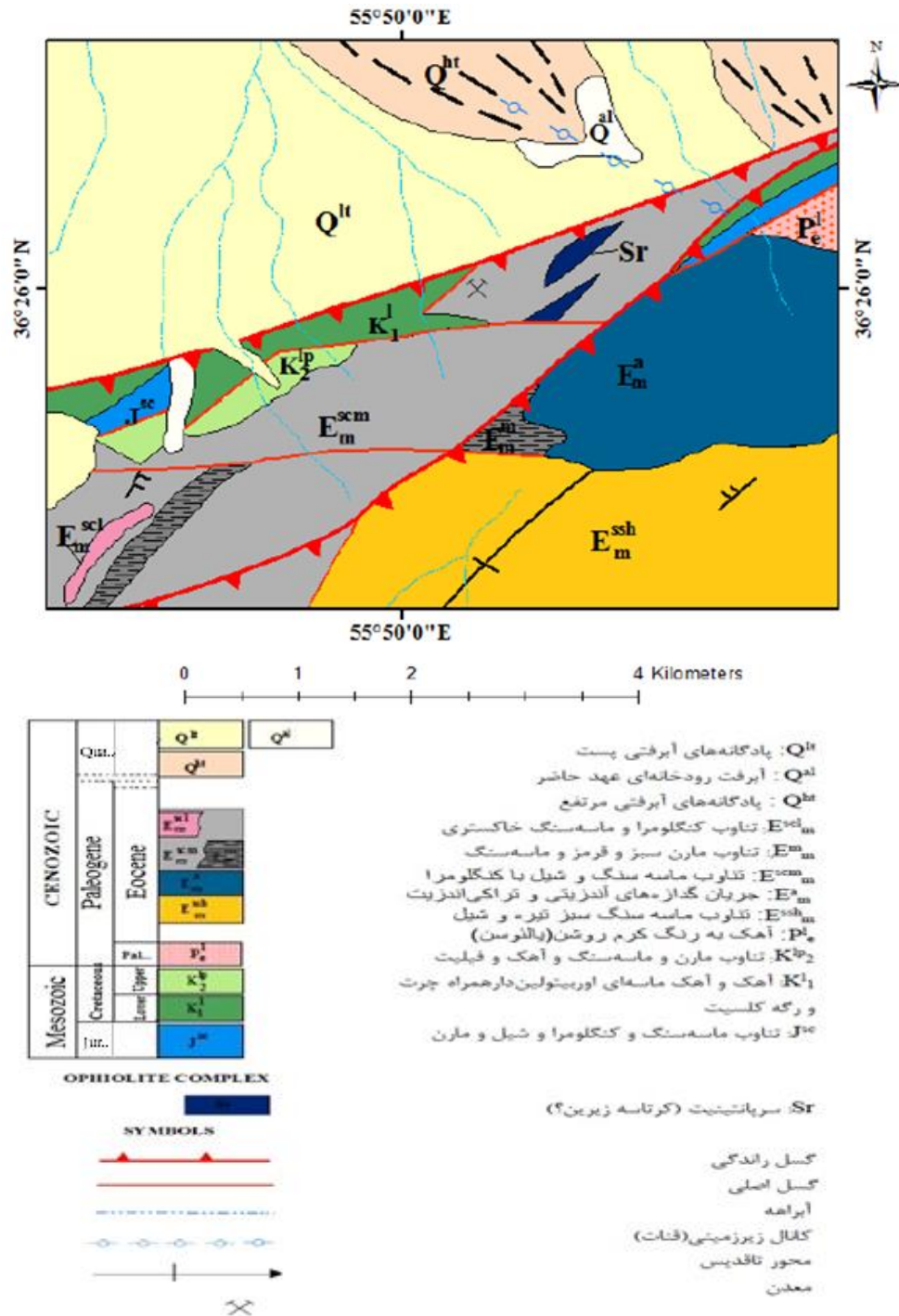
چینه‌شناسی ناحیه‌ای بر مبنای نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی و همکاران) محدوده سنی ژوراسیک تا کواترنر را شامل می‌شود (شکل ۲-۲). واحدهای سنگی منطقه دربرگیرنده ردیفی از سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه است و حجم قابل توجهی از نهشته‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن و سرانجام نهشته‌های نئوژن و کواترنر هستند. سه توده آذرین در میان سنگ‌های منطقه نفوذ کرده و باعث دگرگونی مجاورتی در

^۱ Berberian and King

^۲ Talbot

^۳ Maccall and et al

آنها شده است (امینی و همکاران). در ادامه شرح مختصری از چینه‌شناسی و لیتولوژی واحدهای مختلف از قدیم به جدید ارائه خواهد شد:



شکل ۲-۲: موقعیت منطقه روی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی. محدوده کانسار آهن زیدر با علامت (X) مشخص شده است.

۲-۴-۱- ژوراسیک

نهشته‌های ژوراسیک، بطور عمده در جنوب خاوری شهر میامی و در گوشه جنوب خاوری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی رخنمون دارند. این نهشته‌ها به دلیل زمین‌ساخت شدیدی که منطقه را تحت تأثیر قرار داده است، بطور کامل چین خورده و در بخش‌هایی تحت تأثیر توده‌های آذرین، دگرگونی مجاورتی را متحمل شده‌اند.

واحد J^{cs} : این واحد در گوشه جنوب خاوری ورقه رخنمون دارد و بصورت گسله در کنار واحد J^{ss} جای دارد. که توسط کنگلومرای نئوژن در خاور و کنگلومرای پلیوسن در باختر با ناپیوستگی زاویه‌دار (زاویه دگرشیبی حدود ۲۰ درجه) پوشانده می‌شود. ضخامت آن نزدیک به ۴۰۰ متر تخمین زده می‌شود که با یک کنگلومرای دانه‌درشت با جورشدگی ضعیف و گردشگی خوب آغاز شده و سپس تبدیل به تناوب میکروکنگلومرا و ماسه-سنگ سبز تیره می‌شود که توسط یک آپوفیز گرانیتهی قطع شده است.

واحد J^{sh} : این واحد در جنوب شرق ورقه با تناوب شیل و ماسه‌سنگ نازک‌لایه قهوه‌ای رنگ آغاز و به شیل مدادی سبز تیره تا قهوه‌ای با میان لایه‌های شیل آهکی فروزنز تبدیل می‌شود که دربرگیرنده آثار فسیل‌های گیاهی ناقص است. تعداد زیادی دایک دیابازی لایه‌های این واحد را قطع می‌کنند و واحد یاد شده در جنوب کلاته اسد بطور کامل تر رخنمون دارد که با سنگ آهک متوسط تا نازک‌لایه دارای فسیل آمونیت با میان‌لایه‌های شیلی آغاز می‌شود سپس شیل قهوه‌ای تیره با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ آهکی روی آن جای می‌گیرد دایک‌های دیابازی این واحد را نیز قطع کرده‌اند واحد یاد شده در جنوب کلاته اسد با ناپیوستگی روی کوارتزیت و میکاشیست‌های قدیم با سن نامعلوم جای گرفته است. ضخامت این واحد بخوبی قابل تشخیص نیست ولی ۲۰۰ متر تخمین زده می‌شود.

واحد J^{sl} : این واحد با ماسه‌سنگ آهکی، سنگ آهک ماسه‌ای تیره فسیل‌دار آغاز می‌شود و به یک سنگ آهک مارنی، سنگ آهک ماسه‌ای با رگه‌های فراوان کلسیت و در بعضی قسمت‌ها با میان‌لایه شیل سبز زیتونی پایان می‌یابد. ضخامت این واحد حدود ۱۵۰ متر است و با همبری تدریجی روی واحد J^{sh} نشسته است.

واحد J^{sc} : این واحد دارای گسترشی قابل توجه است و از لایه‌های کنگلومرا در تناوب با ماسه‌سنگ و شیل پدید آمده است که در بخش‌هایی تبدیل به یک ماسه‌سنگ سبز تیره ضخیم‌لایه می‌شود. قطعات فراوانی از فاز g1 گرانیت عبدالله آباد در کنگلومرای این واحد یافت می‌شود. این واحد تحت تأثیر حرارتی فاز g2 دگرگون شده است. ضخامت واحد از ۳۵۰ متر تا ۵۰۰ متر متغیر است. این واحد با ناپیوستگی هم‌شیب روی واحد J^{sl} جای می‌گیرد و به گونه تدریجی به واحد J^{lsh} تبدیل می‌شود.

واحد J^{lsh} : واحد یاد شده با ضخامت نزدیک به ۱۸۰ متر مثل یک واحد کاملاً مشخص میان سایر واحدها جای دارد و از یک سنگ آهک منظم‌لایه در تناوب با شیل خاکستری تیره پدید آمده است.

واحد J^{css} : این واحد با یک تناوب سنگ آهک نازک‌لایه و شیل سبز تیره آغاز می‌شود و به تدریج تبدیل به شیل قهوه‌ای با میان‌لایه ماسه‌سنگی و سپس کنگلومرا با میان‌لایه ماسه‌سنگی می‌شود که سرانجام کنگلومرای ضخیم‌لایه متوسط دانه با گسترش و ضخامت قابل توجه روی مجموعه جای می‌گیرد. این واحد با ضخامت حدود ۴۰۰ متر یک پیشروی تدریجی را نشان می‌دهد و به صورت نرمال روی واحد پیشین (J^{lsh}) جای گرفته است.

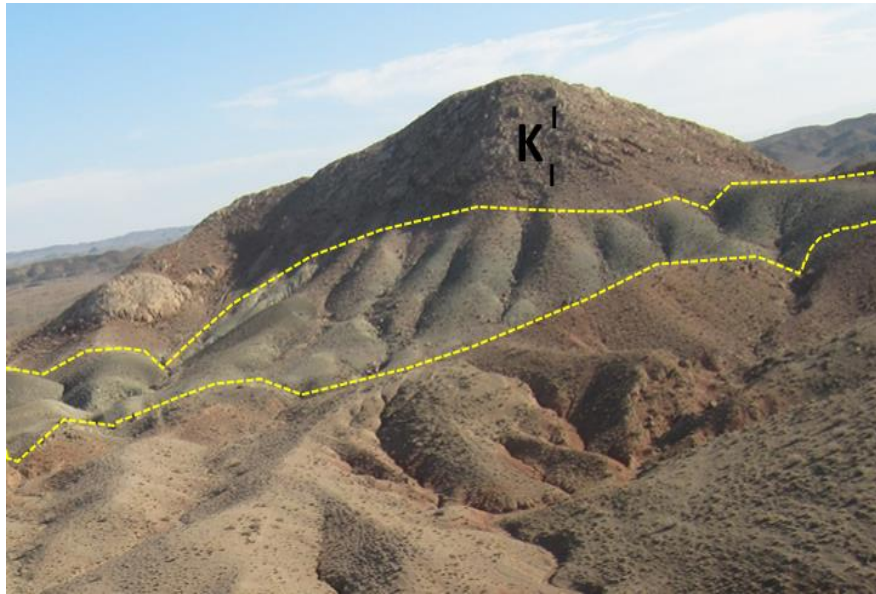
واحد J^{ls} : این واحد جوان‌ترین بخش ژوراسیک است و به دلیل نزدیکی با گسل میامی به شدت بهم ریخته و چین‌خورده است. از یک سنگ آهک مارنی سبز روشن ورقه ورقه با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز و قهوه‌ای تشکیل شده است. که به تدریج به یک کنگلومرای قرمز و قهوه‌ای تبدیل می‌شود. ضخامت آن از ۲۵۰ متر تا ۳۵۰ متر تغییر می‌کند و با یک ناپیوستگی هم‌شیب و اغلب بصورت گسله در زیر آهک‌های اوربیتولین دار کرتاسه پایین جای می‌گیرد (امینی و همکاران).

۲-۴-۲- کرتاسه

نهشته‌های کرتاسه در جنوب میامی و باختر بیارجمند با ضخامت قابل توجه، ستیغ قله‌های مرتفع منطقه را می‌سازند. نهشته‌های کرتاسه زیرین گسترش و ضخامتی بیش از رسوبات کرتاسه بالایی دارند واحدهای گوناگون کرتاسه از پایین به بالا به شرح زیر است:

واحد K^{sc}_1 : این واحد در واقع قاعده کرتاسه به شمار می‌آید و در کل یک رخساره تخریبی داشته و با یک میکروکنگلومرای زرد آجری به ضخامت ۱۰ متر آغاز و سپس کنگلومرای قهوه‌ای (۱۰ متر) و میکروکنگلومرای زرد روشن (۲۰ متر) و ماسه سنگ آهکی زرد آجری با میان‌لایه سنگ آهک تیره فسیل‌دار (۹۰ متر) و تناوب ماسه‌سنگ آهکی و آهک ماسه‌ای فسیل‌دار (۱۰۰ متر) و سرانجام میکروکنگلومرای کوارتز فلدسپاتی سفیدرنگ با قطعات اغلب کوارتز و فلدسپات و بندرت ماسه‌سنگ تیره با گردشگی کم (۱۵ متر) ادامه پیدا می‌کند که سنگ آهک ضخیم‌لایه کرتاسه زیرین روی آن جای می‌گیرد. در مجموع حدود ۲۰۰ متر ضخامت دارد و با توجه به فسیل‌های یافت‌شده سن کرتاسه زیرین (آپسین-زیرین) برای آن مشخص شده است.

واحد K^1 : این واحد گسترش زیادی دارد و بیشتر قله‌های مرتفع منطقه از آهک‌های ضخیم‌لایه این واحد ساخته شده‌اند. آغاز این واحد با سنگ آهک مارنی خاکستری روشن نازک‌لایه (۲۰ متر) است که سپس به سنگ آهک دانه شکر و متبلور زرد ضخیم‌لایه (۱۰۰ متر) تبدیل می‌شود و سپس سنگ آهک مارنی سبز تیره نازک‌لایه (۲۵ متر) و آهک خاکستری تیره متبلور ضخیم‌لایه (۱۵۰ متر) و آهک مارنی روشن (۱۵ متر) و آهک ماسه‌ای خاکستری تیره با فسیل اوربیتولین حدود ۱۵۰۰ متر بر روی آن می‌نشیند. با توجه به فسیل‌های پیدا شده سن کرتاسه زیرین (آپسین-آلبین) برای آن تعیین شده است (امینی و همکاران). شکل (۲-۳) این واحد آهکی در محدوده کانسار آهن زیدر را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۳: واحد آهکی K_1^1 در محدوده کانسار زیدر

واحد K_2^{sl} : واحد یاد شده رخنمونی محدود در شمال شرق سوخته‌کوه و در شمال خوندر دارد و با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی واحد K_1^1 جای گرفته است که شامل تناوبی از مارن و ماسه‌سنگ با آهک مارنی و آهک شیلی نازک‌لایه و پیچ‌خورده است ضخامت آن نزدیک ۱۵۰ متر بوده و فسیل‌های منطقه سن کرتاسه بالا (سنومانین - کامپانین) را برای آن مشخص می‌کند.

واحد K_2^{ml} : این واحد نیز رخنمونی محدود از خاور و شمال خاوری سوخته‌کوه و قره‌سقر دارد. ارتباط آن با سایر واحدها اغلب بصورت گسله است و از یک مارن سبزرنگ در تناوب با آهک مارنی نازک لایه تشکیل شده است. ضخامت بخشی که بین گسل‌ها رخنمون دارد حدود ۲۰۰ متر است. سن سانتونین - کامپانین توسط فسیل‌های یافت شده برای آن مشخص شده است.

واحد K_2^{lp} : واحد یاد شده در دره زیدر در باختر مزرعه دجو رخنمون دارد که بواسطه فعالیت‌های تکتونیکی و عملکرد گسل‌های موجود خرد شده و در مواقعی دگرگونی ضعیفی را متحمل شده است. در قسمت‌هایی بصورت تناوب ماسه‌سنگ و مارن سبز روشن و در بخش‌هایی آهک متبلور و فیلیت و اسلیت نمایان می‌شود.

ضخامت واحد معلوم نبوده ولی حدود ۴۰۰ متر تخمین زده می‌شود. فسیل‌های یافت شده، سن کرتاسه بالا (سنومانین-ماستریشین) را برای آن مشخص می‌کنند.

واحد K^{ms}_2 : این واحد در دره زیدر و در خاور خوندر رخنمون دارد و وابستگی و ارتباط آن با سایر واحدها تماماً گسله است که تحت تأثیر تکتونیک شدید منطقه در بیشتر جاها چین خورده و دگرگون شده است و شامل مارن و شیل با میان‌لایه‌هایی از آهک ورقه ورقه و آهک متبلور و برشی شده است. فسیل‌های موجود در یک نمونه از مارن‌ها سن کرتاسه بالا (ماستریشین بالایی) را برای آن معلوم می‌کند (امینی و همکاران).

۲-۴-۳- پالتوسن

رخنمون مربوط به نهشته‌های پالتوسن تنها در شمال ورقه مورد مطالعه دیده می‌شود. این رخنمون کوچک که از یک سنگ آهک کرم‌رنگ خرد شده تشکیل شده است توسط دو گسل محدود می‌شود و بصورت بی‌ریشه روی واحد کنگلومرای ائوسن دیده می‌شود. فسیل‌های یافت شده، سن پالتوسن (مونتین-تانین) را برای آن مشخص کرده است.

۲-۳-۴- ائوسن

واحدهای ائوسن بیشترین گسترش را در منطقه دارند و با یک امتداد شمال خاوری-جنوب باختری ارتفاعات نه چندان مرتفع را می‌سازند. در ناحیه میامی، نهشته‌های ائوسن بیشتر از سنگ‌های رسوبی تشکیل شده است و مقدار کمتری سنگ‌های آتشفشانی وجود دارد. ائوسن زیرین با یک پیشروی گسترده دریا همراه بوده که حاصل این رسوبات کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن گسترده‌ای است که در جنوب باختری منطقه برونزد دارد. آغاز ائوسن زیرین با تخریب و اکسیداسیون همراه است که واحد E^c_1 را با یک کنگلومرای قرمز رنگ بر جای گذاشته است این واحد بطور گسله در کنار شیل و آهک‌های ژوراسیک جای گرفته است و ضخامتی حدود ۳۵۰ متر

دارد. در ادامه پیشروی دریا، ماسه‌سنگ قرمز رنگ و دانه‌درشت (واحد E^s_m با ضخامت ۳۰ متر و کنگلومرای پلی ژنتیک خاکستری تیره (واحد E^{c2}_1) با ضخامت حدود ۴۵۰ متر پدیدار می‌شود. این واحدها بطور جانبی به واحد E^{c1}_1 تبدیل می‌شوند و در بعضی مواقع در زیر آن جای می‌گیرند. واحد E^c_1 با ضخامت حدود ۶۰۰ متر بیشترین گسترش این مجموعه را دارد و یک کنگلومرای خاکستری تیره با قطعات در اندازه نیم متر تا کوچکتر از جنس گرانیت صورتی و سنگ آهک خاکستری تیره کرتاسه و ماسه‌سنگ قرمز ژوراسیک با گردشگی و جورشدگی خوب است. کنگلومرای واحد E^{c3}_1 به رنگ قرمز و تناوبی از لایه‌های با قطعات دانه‌درشت و دانه‌ریز و با سیمان رسی، نسبت به سایر کنگلومرای مجموعه، کمتر سخت شده است. این واحد در زیر دو واحد E^{msa}_1 و E^{msc}_1 جای می‌گیرد. در واحد E^{msc}_1 که متشکل از یک کنگلومرای ریز دانه و ماسه‌سنگ و مارن است فسیلی پیدا نشده ولی در واحد E^{msa}_1 که تناوب مارن و ماسه‌سنگ است، لایه‌های مارنی نومولیت‌دار وجود دارد که سن ائوسن زیرین (ایپریزین) را برای آن معلوم می‌کند.

ائوسن زیرین در شمال خاور نقشه با مارن سبز و میان‌لایه‌های سنگ آهک مارنی و ماسه‌ای نومولیت‌دار (واحد E^{ml}_1) ادامه پیدا می‌کند که فسیل‌های مشاهده شده در منطقه سن ائوسن آغازی را مشخص می‌کنند. کنگلومرا و ماسه‌سنگ دانه‌درشت (E^{css}_1) در هسته یک تاقدیس کشیده برونزد دارد و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های مارن و آهک ماسه‌ای نومولیت‌دار (E^{sl}_1) روی آن به صورت نرمال جای گرفته است که فسیل‌های منطقه، سن ائوسن زیرین (ایپریزین) را برای آن تعیین کرده است.

واحد E^s_1 : در برگیرنده ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ توفی همراه با شیل سبز تیره می‌باشد و در زیر سنگ آهک و آهک مارنی نومولیت‌دار (واحد E^l_1) جای می‌گیرد که با توجه به فسیل‌های یافت شده، سن ائوسن زیرین مشخص می‌شود.

واحد E^{msb}_1 : تناوبی از ماسه‌سنگ و مارن با سن ائوسن زیرین می‌باشد که میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ آهکی و کنگلومرای ریزدانه با خمیره آهکی نومولیت‌دار (سه افق فسیل‌دار) دارد.

واحد E^a_1 : شامل گدازه آندزیتی به رنگ سبز زیتونی است و ماسه‌سنگ و توف نازک‌لایه سبز و توف مارنی (واحد E^{ts}_1) آخرین واحدهای ائوسن زیرین‌اند.

واحدهای ائوسن زیرین-میانی در خاور آب آسمانو با یک واحد ماسه‌سنگ مارنی آغاز و با تناوب ماسه‌سنگ سبز تیره و شیل منظم‌لایه ادامه می‌یابد (واحد E^{ssh}_m)، شامل لایه‌های ماسه‌ای بصورت برجسته می‌باشد که ضخامت آن حدود ۲۵۰ متر است. یک لایه کنگلومرای آهکی فسیل‌دار سن ائوسن زیرین - میانی را نشان می‌دهد.

تناوب ماسه‌سنگ سخت نشده و مارن سبز روشن با ضخامت ۲۰۰ متر (واحد E^{sm}_m) و ماسه‌سنگ خاکستری تیره با میان‌لایه کنگلومرای متوسط‌دانه و ضخامت ۵۰ متر (واحد E^s_m) که تپه‌ماهورهای به نسبت مرتفع را می‌سازند، در بالا و یا درون واحد پیشین دیده می‌شود سه واحد یاد شده بصورت تاقدیس و ناودیس‌های کشیده‌ای چین خورده‌اند.

واحد E^a_m : در جنوب دخترگیر و بصورت بسیار محدود و پراکنده در جنوب نقشه برونزد دارد. یک گدازه آندزیتی با ترکیب تراکی آندزیت‌بازالت با بافت پورفیریتیک-میکرولیتی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (آندزین-لابرادور) و کلینوپیروکسن (اوژیت و اژرین) و الیوین است. ضخامت آن به درستی معلوم نیست و حدود ۲۰۰ متر حدس زده می‌شود. در پیرامون دره زیدر سه واحد از ائوسن رخنمون دارد که یکی از واحدها فسیل‌دار است. یک واحد کلی به نام E^{scm}_m از تناوب ماسه‌سنگ و شیل همراه با مارن و کنگلومرا (شکل ۲-۴) پدیدار شده است و دو واحد E^m_m و E^{scl}_1 بصورت بین‌انگشتی در میان آن جای گرفته‌اند. واحد E^m_m از یک مارن الوان (سبز و قرمز و سفید) همراه با ماسه‌سنگ ریزدانه و ماسه‌سنگ مارنی تشکیل شده است که فسیل‌های موجود، سن ائوسن میانی را برای آن مشخص می‌کند. کانسار آهن زیدر در واحد E^{scm}_m قرار گرفته است.



شکل ۲-۴: واحد کلی به نام E^{scm} از تناوب ماسه‌سنگ و شیل همراه با مارن و کنگلومرا در محدوده کانسار

واحد E^{sclm} : تناوبی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ خاکستری تیره که کوه‌های تیغه‌ای شکل به نسبت مرتفع را می‌سازد و ضخامت آن متغیر و از ۱۰ تا ۴۵ متر است.

در خاور ورقه، یک سری واحدهای ائوسن وجود دارد که رخنمون اصلی آنها در ورقه مجاور (عباس آباد) است جاده کاروانسرای شاه‌عباس به غزازان از میان آنها گذر می‌کند. آنچه که بصورت محدود و به شکل یک تاقدیس و ناودیس در منطقه مورد مطالعه رخنمون است از پائین به بالا عبارتند از:

رخنمون و ضخامت واقعی واحد E^{bz_u} در خارج از ورقه میامی دیده می‌شود و عبارت از یک آندزیت پورفیری با درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز با بافت حفره‌ای است که حفره‌ها توسط کوارتز با آغشتگی مالاکیت پر شده است. روی این واحد یک کنگلومرای قرمز رنگ متوسط دانه با قطعات اغلب آتشفشانی و بندرت سنگ آهک خاکستری کرتاسه با گردشگی و جورشدگی متوسط با خمیره توفی آندزیتی (واحد E^{c_u}) با ضخامت در حد ۲۵۰ متر جای گرفته است.

از واحد E^{lm} که یک آهک مارنی و ماسه سنگ آهکی و ماسه سنگ توفی با ضخامت حدود ۶۰ متر است فسیلی پیدا نشده ولی در ورقه عباس آباد با توجه به فسیلهای یافت شده این واحد را به ائوسن بالای نسبت داده اند. واحد E^{st_u} در هسته ناودیس نمایان شده و از تناوب ماسه سنگ و شیل قهوه ای با میان لایه توف ماسه

ای و توف برش سبز خوشرنگ تشکیل شده است که حدود ۱۳۰ متر ضخامت دارد. واحد E_{II}^{tb} با ضخامت حدود ۲۵۰ متر با همبری گسله کنار این مجموعه جای دارد و یک توف برش سبز رنگ ضخیم لایه توده‌ای با ترکیب آندزیتی و قطعات زاویه‌دار چند سانتی متر تا نیم متری است.

در ائوسن بالایی حوضه متلاطم شده و همراه با رسوبات کنگلومرانی و ماسه‌سنگ و مارنی، گدازه‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی به درون حوضه ریخته شده است. در شمال خاور ورقه، ناودیس دوچپله از واحدهای مختلف ائوسن بالائی تشکیل شده است که از پائین به بالا عبارتند از:

واحد E_{II}^{ab} گسترش قابل توجهی دارد و یک آندزیت بازالت قهوه‌ای و سبز رنگ با بافت پورفیریتیک با زمینه میکرولیتیک با پورفیرهای پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت) و کلینوپیروکسن است که در بعضی مواقع به یک برش با ترکیب آندزیتی تبدیل می‌شود. ضخامت واحد حدود ۱۳۵۰ متر است.

واحد E_{II}^{tba} که درون و بالای واحد پیشین جای دارد یک تراکی بازالت تجزیه شده با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و الیون تجزیه شده است که در قسمت‌هایی برشی شده و آثار دگرگونی ضعیف نیز در آن دیده می‌شود. ضخامت آن حدود ۱۸۰۰ متر تخمین زده می‌شود. واحد یاد شده در بالا توسط آپوفیزها و دایک‌های پرشمار میکرومونوزودیوریت بریده می‌شوند. بخشی از واحد E_{II}^{tba} بصورت یک گدازه آندزیتی مگاپورفیری سبز تیره با پورفیرهای پلاژیوکلاز (آندزین) و پیروکسین (اوژیت) و احتمالاً الیون در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای اسیدی (آلبیت و الیگوکلاز) تفکیک می‌شود و واحد E_{II}^{ap} را پدید می‌آورد که حداکثر تا ۲۰۰ متر ضخامت دارد. واحد E_{II}^{ca} که یک کنگلومرای ریز تا متوسط‌دانه است با قطعات اکثراً آتشفشانی ائوسن، بندرت سنگ آهک کرتاسه و گرانیت با جورشدگی بد و گردشگی متوسط تا خوب به ضخامت ۳۴۰ متر در روی واحد E_{II}^{ab} بطور نرمال جای گرفته است.

واحد E_1^{sc} تناوبی از ماسه سنگ کمتر سخت شده سبز روشن با کنگلومرای متوسط تا ریز دانه و میان‌لایه-هایی از مارن به ضخامت حدود ۴۶۰ متر است که بتدریج به واحد E_m^{sm} با تناوبی از ماسه‌سنگ و مارن نازک‌لایه با لایه‌بندی منظم تبدیل می‌شود. ضخامت واحد حدود ۳۵۰ متر است.

واحد E_1^{cs} یک کنگلومرای ریز تا متوسط دانه با قطعات اغلب سنگهای آتشفشانی آندزیتی و آندزیتی بازالتی، سنگ آهک کرتاسه با جورشدگی ضعیف و گردشدگی خوب با لایه‌بندی متوسط و منظم است که میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ صورتی رنگ دارد (ضخامت ۳۲۰ متر) واحد یاد شده به تدریج تبدیل به مارن زرد و قرمز همراه با لایه‌ها و عدسی‌های گچی (واحد E_m^{m}) می‌شود که یک واحد کنگلومرای با سیمان رسی و میان‌لایه ماسه‌سنگ رسی (واحد E_u^{cb}) از آن تفکیک می‌شود. ضخامت دو واحد حدود ۲۰۰ متر تخمین زده می‌شود این واحدها در واقع جوان‌ترین بخش توالی‌های ائوسن هستند و نهشته‌های پلیوکواترنر بصورت دگرشیب روی آن می‌نشینند (امینی و همکاران).

۲-۴-۵- الیگومیوسن

رخنمون‌های بسیار محدود از واحد OM^{mc} در جنوب ورقه (جنوب چاه تلخ) دیده می‌شود که شامل یک مارن و رس زرد و قرمز با میان‌لایه سنگ آهک مارنی فاقد فسیل است که با توجه به اینکه گسترش اصلی آن در ورقه جنوبی است با استناد به نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵)، سن آن الیگومیوسن در نظر گرفته شده است.

۲-۴-۶- نئوژن

واحدهای نئوژن، بیشتر رخساره‌های ساحلی و کولابی دارند و در شمال باختر و خاور ورقه مورد مطالعه، انباشته‌های کنگلومرای نئوژن گسترده شده‌اند.

واحد Ng^c: یک کنگلومرای خاکستری تیره و قهوه‌ای و قرمز رنگ با قطعات به اندازه‌های ۱ تا ۳۰ سانتیمتر، گردش‌دگی خوب، جورشدگی متوسط، لایه‌بندی متوسط تا ضخیم، خمیره ماسه‌ای و نیمه سخت شده، جنس قطعات گرانیت و ماسه‌سنگ و کوارتزیت و سنگ آهک و قطعاتی از یک کنگلومرای دیگر (ائوسن) است. ضخامت واحد متغیر و به خوبی قابل تشخیص نیست. این واحد در خاور ورقه به تدریج تبدیل به یک تناوب ماسه‌سنگ قرمز رنگ و نازک‌لایه با مارن‌های الوان (واحد Ng^{msc}) می‌شود که میان لایه‌های کنگلومرای دارند و تپه ماهورهای کم‌ارتفاعی را در شمال بیارجمند می‌سازند.

واحد Ng^{cs}: روی واحد Ng^c جای گرفته است و در حاشیه گسل میامی با یک روند خاوری - باختری رخنمون دارد و شامل تناوبی از ماسه‌سنگ دانه‌ریز با شیل سبز رنگ منظم‌لایه است که بیشتر آتره شده‌اند و یک خاک پف کرده با ضخامت قابل توجه روی آن‌ها را گرفته است.

واحد Ng^{ms}: در شمال باختر ورقه مورد مطالعه رخنمون دارد که شامل تناوب ماسه‌سنگ ریزدانه نیمه-سخت شده با مارن الوان قرمز و صورتی می‌باشد که شباهت کامل به نهشته‌های سازند قرمز بالایی نشان می‌دهد. در درون آن واحد دیگری بنام Ng^m قابل تفکیک است که یک مارن الوان قرمز و سفید با لایه‌ها و عدسی‌های گچ و نمک می‌باشد. رسوبات کواترنر و یا کنگلومرای پلیوکواترنر بصورت دگرشیب با شیبی حدود ۲۵ درجه روی آن می‌نشیند. قاعده رسوبات نئوژن رخنمون ندارد و ضخامت دو واحد حدود ۶۵۰ متر است.

نهشته‌های واحد PLQ^c: در جنوب باختر ورقه میامی گسترش بیشتری دارند و در شمال خاور و در شمال باختر نیز رخنمون‌های محدود را به نمایش می‌گذارند. این واحد یک کنگلومرای متوسط دانه با قطعات سنگ‌های آتشفشانی و ماسه‌سنگی ائوسن، ماسه‌سنگ و سنگ آهک ژوراسیک و سنگ آهک کرتاسه و گرانیت با گردش‌دگی خوب است که در قسمت‌هایی میان‌لایه ماسه‌سنگ ریزدانه و ماسه‌سنگ مارنی دارد. خمیره کنگلومرای رسی و ماسه‌ای و تا اندازه‌ای سخت شده است. شیب لایه‌ها در حد ۲۰ تا ۲۵ درجه بوده و ضخامت

آن در منطقه مورد مطالعه بیش از ۵۰۰ متر تخمین زده می‌شود. رسوبات واحد PLQ^c بصورت دگرشیب با شیب حدود ۲۵ درجه بر روی واحدهای نئوژن و یا سایر واحدهای قدیمی جای گرفته است.

۲-۴-۷-کواترنر

واحد Q^{ht} : در حاشیه شرقی ارتفاعات ورقه میامی، برونزدهای به نسبت گسترده را نشان می‌دهد و در حاشیه خاوری رودخانه زیدر ضخامت در حد ۸۰ تا ۱۰۰ متر را به نمایش می‌گذارد. لایه‌ها، بیشتر افقی‌اند و گاه از شیب توپوگرافی پیروی کرده‌اند و رسوبات کمتر سخت شده در حد قلوه‌سنگ و پاره‌سنگ و ریگ با میان لایه‌های دانه ریزتر ماسه‌ای و رسی می‌باشند.

مخروط افکنه‌های مرتفع با رسوبات دانه‌درشت قلوه‌سنگ و پاره‌سنگ و ریگ (واحد Q^{hf}) در دامنه شمالی و خاوری ارتفاعات اصلی منطقه در ابتدای دره‌های اصلی دیده می‌شوند.

واحد Q^{lt} : در شمال و جنوب خاوری گسترش بیشتری دارند و متشکل از رسوبات سخت نشده با قطعات گرد شده در حد چند سانتیمتر و کوچک‌تر (شن و ماسه) است که از فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر و بویژه آبرفت‌های قدیمی پدید آمده‌اند. مخروط افکنه‌های کم‌ارتفاع در برگیرنده انباشته‌های ریزدانه شن و ماسه (واحد Q^{lf}) با فاصله‌ای از دامنه خاوری ارتفاعات تشکیل شده‌اند.

رسوبات بادی در شمال ورقه برونزد دارند و شامل ماسه، لس و رس است که در اثر فعالیت باد به اشکال هلالی (برخان) و با رشته‌های موج‌مانند دیده می‌شوند (واحد Q^s) بعضی از تپه‌های ماسه‌ای در شمال باختر ورقه میامی شکل ثابت به خود گرفته و حتی روی آن‌ها کشاورزی می‌شود.

کفه‌های رسی (واحد Q^c) در شمال خاوری ورقه، دشت تا اندازه‌ای مسطح را که بیشتر شامل رس است تشکیل داده‌اند. انباشته‌های کواترنری Q^{al} جوان‌ترین رسوبات کواترنر است که در کف و حاشیه رودخانه‌های

منطقه به صورت ماسه‌سنگ‌های ریز و درشت و قطعه سنگ‌های سیلابی در حال تشکیل می‌باشند (امینی و همکاران).

۲-۵- سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی گسترش محدود در ورقه مورد مطالعه دارند و سن آن‌ها بطور دقیق معلوم نیست. واحدهای دگرگونی از پائین به بالا عبارتند از:

واحد Epe^{sh}: کهن‌ترین نهشته‌های منطقه مورد بررسی متعلق به این واحد است که رخنمون‌های آن به صورت بسیار محدود در جنوب خاور نقشه در پیرامون روستای دزیان گسترش دارد و در برگیرنده اسلیت و میکاشیست گرونادار سبز تیره با رگه‌های سیلیس آهن‌دار و ندول‌های فراوان سیلیس است. سیلیس‌ها گاه تجمع در حد چند متر و ندرتاً ۱۰ متری هم پیدا می‌کنند. این مجموعه دگرگونی توسط یک سری دایک‌های آندزیتی و آندزی بازالتی سبز بریده می‌شود و بواسطه یک گسل معکوس در کنار آهک‌های تیره رنگ کرتاسه پائین جای می‌گیرد. روی این مجموعه کنگلومرای نئوژن با قطعات درشت آهکی و سیمان آهکی به صورت دگرشیب نشسته است. سن این واحد نامعلوم است.

واحد q.sh: این واحد در باختر سکون رخنمون دارد و واحدهای مختلف ژوراسیک زیرین بصورت ناپیوستگی زاویه‌دار روی آن جای گرفته‌اند (تشخیص زاویه دگرشیبی مشکل و حدود ۲۰ درجه تخمین زده می‌شود) بطور عمده شامل کوارتزیت سفید رنگ و میکاشیست سبز تیره پدید می‌باشد که تحت تأثیر دگرگونی دینامیک قرار گرفته‌اند سن این واحد مشخص نیست و به طور مسلم قدیمی‌تر از ژوراسیک است.

واحد Mt^s: این واحد که در جنوب کی‌کی برونزد دارد متشکل از یک ماسه‌سنگ دانه‌متوسط سیلتی دگرگون شده و اسلیت است که تحت تأثیر فاز حرارتی توده گرانیته‌ی چاه‌تلخ و فشارهای اعمال شده، دگرگونی درجه ضعیفی را تحمل کرده و بافت اولیه سنگ اغلب محفوظ مانده است. رگه‌های سیلیسی و کوارتز فلدسپاتی

زیادی مجموعه را قطع کرده است. این رگه‌ها حاصل تزریق شیره‌های اسیدی توده چاه‌تلخ هستند. در این واحد هیچ نوع فسیلی یافت نشد ولی با توجه به تشابهات سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی با سنگ‌های ژوراسیک می‌توان سن احتمالی ژوراسیک؟ را برای آن قائل شد.

واحد Mt^{lsh} : این واحد در امتداد دره زیدر رخنمون دارد و به دلیل نزدیکی به گسل میامی در بعضی قسمت‌ها بطور کامل خرد شده و چین خورده است. این واحد از یک سنگ آهک متبلور و برشی شده و گاه سنگ آهک و شیل نازک‌لایه چین‌خورده در تناوب با کلسیت شیست سبز همراه با فیلیت و اسلیت پدید آمده است که رگه و رگچه‌های متعدد کلسیتی و سیلیسی مجموعه را قطع می‌نمایند. همبری این مجموعه با سایر واحدها گسله بوده و با توجه به خصوصیات کلی چینه‌شناسی احتمال داده می‌شود که سن ژوراسیک؟ داشته باشد (امینی و همکاران).

۲-۶- سنگ‌های نفوذی

در محدوده ورقه میامی، سنگ‌های نفوذی برونزدی محدود را به نمایش می‌گذارند. این سنگ‌ها دست کم حاصل دو فاز آذرین درونی و دو فاز شبه آتشفشانی هستند. سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب اسیدی وابسته به ماگماتیسم اواخر مزوزوئیک هستند و بصورت توده‌های کوچک تا متوسط در جنوب باختری شهر میامی و در خاور بیارجمند نمایان شده‌اند. واحدهای شبه آتشفشانی بصورت توده‌های نیمه‌ژرف کوچک در میان واحدهای سنگی منطقه جایگزین شده‌اند، یک گروه از آنها با ترکیب حدواسط بازیک به شکل دایک و زبانه‌های نفوذی در شمال خاوری منطقه در میان واحدهای آتشفشانی ائوسن پایانی نمایان شده‌اند، گروه دیگر با ترکیب حدواسط-اسیدی و بصورت گنبد‌های نیمه‌ژرف در میان واحدهای تخریبی ژوراسیک میانی-پایانی در جنوب باختری شهر میامی دیده می‌شوند. هر دو مجموعه نفوذی حاصل ماگماتیسم پس از ائوسن هستند. در ادامه واحدهای نفوذی منطقه از قدیم به جدید به اجمال معرفی شده‌اند.

واحد g1: این گروه از سنگ‌های نفوذی در ارتفاعات جنوب باختری شهر میامی برونزاد دارند. سنگ‌های واحد g1 با رنگ ظاهری سفید روشن‌اند و در نمونه دستی بافت تمام‌بلورین دارند. سنگ‌های گرانیتی این واحد توسط لایه‌های کنگلومرانی ژوراسیک پایانی پوشیده می‌شود ولی جوان‌ترین سنگ‌هایی که توسط این توده بریده می‌شوند در سطح زمین نمایان نیستند از این رو زمان جایگیری این واحد نفوذی به پیش از ژوراسیک پایانی و بطور احتمالی به ژوراسیک میانی نسبت داده می‌شوند.

بر پایه مطالعات سنگ‌شناسی بافت سنگ‌های این واحد گرانولار است که بطور محلی بافت‌های گرافیکی و کاتاکلاستیک نیز در آن‌ها دیده می‌شود. ترکیب کانی‌شناسی اصلی این سنگ‌ها فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و کوارتز است. در متن سنگ، کانی‌های فیلسیلیکاته و اکسیدهای آهن بصورت ثانویه شکل گرفته‌اند و کانی‌های فلزی به مقدار کمتر ۱٪ حجمی سنگ در ترکیب آن‌ها دیده می‌شود. بر پایه ترکیب کانی‌شناختی و با توجه به ویژگی‌های بافتی نام سنگ‌های واحد نفوذی g1 در حد گرانیت است. با بررسی ترکیب شیمیایی سنگ و بکارگیری نمودار $\text{SiO}_2 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ از میدلموست^۱ (۱۹۹۴) نام گرانیت برای این واحد نفوذی تأیید می‌شود. از دیگر ویژگی‌های شیمیایی می‌توان به سرشت کالکوالکالن و پرآلومینوس سنگ‌های این واحد اشاره کرد. هم‌چنین بر پایه نسبت $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ سنگ‌های گرانیتی واحدهای g1 سدیک هستند.

برونزدهای سطحی واحد g1 در جنوب گسل میامی نمایان شده‌اند و به دلیل عملکرد این گسل، سنگ‌های گرانیتی بطور عمده خرد شده هستند و بطور محلی آثار جهت یافتگی در متن سنگ‌ها دیده می‌شوند آن‌چنان که می‌توان آن‌ها را در شمار سنگ‌های میلیونیتی و گرانیت گنایس آورد.

واحد g2: در اواخر ژوراسیک واحدهای سنگی منطقه تحت تاثیر یک فاز پلوتونیک دیگر قرار گرفته‌اند که پی‌آمد آن، توده‌های نفوذی دیگری با رخساره ژرف در میان واحدهای سنگی منطقه جایگیر شده‌اند. این سنگ‌ها در جنوب شهر میامی و باختر بیارجمند برونزد دارند که با نشانه g2 بر روی نقشه مشخص شده‌اند.

¹ Middlemost

در جنوب باختری شهر میامی، سنگ‌های نفوذی واحد g_2 ، بصورت زبانه‌های پر شمار نفوذی، در میان سنگ‌های گرانیتی واحد g_1 ، و رسوبات سخت‌شده ژوراسیک میانی-پایانی جایگیر شده‌اند و بطور جالبی کنگلومرای دارای قطعات گرانیتی واحد g_1 ، توسط توده‌های نفوذی g_2 دگرگون شده‌اند. برونزد دیگر واحد g_2 در جنوب باختر بیارجمند یا جنوب کی کی به شکل یک استوک بزرگ در سطح زمین نمایان است. این واحد نفوذی در میان ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده واحد M^{ts} جایگزین شده‌اند و قطعات آن در کنگلومرای قاعده کرتاسه یافت می‌شوند که با توجه به شواهد یاد شده، زمان جایگیری واحد g_2 به ژوراسیک پایانی نسبت داده می‌شود. سنگ‌های نفوذی واحد g_2 در نمونه دستی با رنگ صورتی و خاکستری تیره با بافت تمام‌بلورین و همچنین وجود مقداری بیوتیت قابل شناسایی هستند که با همین مشخصات می‌توان آن‌ها را از سنگ‌های گرانیتی واحد g_1 تمیز داد. سنگ‌های نفوذی این واحد در بیشتر موارد به شدت خرد شده هستند، آن‌چنان که در نمونه‌های مطالعه شده بافت کاتاکلاستیک به مقدار بسیار زیاد دیده شده است. بررسی‌های میکروسکوپی، بافت گرانولار و کاتاکلاستیک بندرت پگماتیتهای را برای سنگ‌های واحد g_2 نشان داده است. پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز و بیوتیت، کانی‌های سازند اصلی سنگ هستند. پلاژیوکلازها با ترکیب شیمیایی اسیدی (الیگوکلاز) به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و تجزیه جزئی به کانی‌های ثانویه، همراه با فلدسپات آلکالن از نوع اورتوز (اورتوز پرتیتی شده)، حجم اصلی سنگ را بخود اختصاص داده‌اند. در برخی از نمونه‌های مطالعه شده، درصد حجمی فلدسپات‌های آلکالن بیش از پلاژیوکلاز است در سنگ‌های نفوذی واحد g_2 ، کوارتز سومین کانی اصلی سنگ است و فراوانی آن به ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی سنگ می‌رسد. در بیشتر نمونه‌های مطالعه شده، بیوتیت تنها کانی تیره سنگ بوده است، این کانی بیشتر بصورت ورقه‌ای شکل و تجزیه شده به کانی‌های لوکوکسن و کلریت در متن سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کدر، اکسید آهن، آپاتیت، زیرکن و اسفن به عنوان کانی‌های فرعی (با فراوانی کمتر از ۱٪ حجمی سنگ) و کانی‌های رسی، سرسیت، مسکویت، اپیدوت، کلریت و لوکوکسن به عنوان کانی‌های ثانویه وجود دارند.

بر پایه ترکیب کانی شناختی و ویژگی‌های بافتی، سنگ‌های واحد g^2 در ردیف گرانیت آلکالن تا گرانیت نامگذاری شده‌اند که با توجه به فراوانی بیوتیت در تعداد زیادی از نمونه‌ها نام بیوتیت گرانیت نیز می‌توان به آن‌ها داد. همچنین با توجه به وجود بافت‌های کاتاکلاستیک و شواهد کانی‌شناختی دگرگونی دینامیک در این سنگ‌ها، نام گرانیت گنایس نیز بطور محلی مناسب است.

ترکیب شیمیایی سنگ‌های واحد g^2 با بکارگیری نمودار (Na_2O+K_2O) (میدلموست، ۱۹۹۴) در حد گرانیت تا گرانودیوریت است. سنگ‌های گرانیتی توده نفوذی چاه تلخ (در غرب بیارجمند) با ویژگی‌های آلکالن و پرآلومینوس از سنگ‌های گرانیتی واحد g^2 در جنوب باختری شهر میامی با اختصاصات کالکوالکالن و پرآلومینوس قابل تفکیک هستند.

واحد g: در گوشه شمال خاوری محدوده مورد مطالعه، برونزدی کوچک از سنگ‌های گرانیتی وجود دارد که بر روی نقشه با نشانه g مشخص شده است. این توده واحدهای منتسب به ائوسن را بریده است. سنگ‌های گرانیتی واحد g بدلیل نزدیکی به گسل میامی و عملکرد آن بطور کامل خرد شده‌اند و همین عامل موجب دگرسانی و هوازدگی شدید آن‌ها شده است. در نمونه دستی سنگ‌های این واحد با رنگ خاکستری روشن و بافت تمام‌بلورین و بطور محلی بافت گنایسی و جهت‌یافته مشخص هستند. در بررسی‌های میکروسکوپی سنگ‌های این واحد بیشتر بافت کاتاکلاستیک دارند. در متن سنگ پورفیروکلاست‌های فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شوند. فلدسپات‌های آلکالن از نوع میکروکلین پرتیتی شده هستند. زمینه سنگ، کوارتز فلدسپاتیک بوده که تحت تاثیر پدیده‌های دگرگونی دینامیک، دچار تبلور دوباره شده‌اند. کانی‌های فیلسیلیکاته بعنوان فرآورده پدیده‌های ثانویه در متن سنگ دیده می‌شوند. کانی‌های کدر با فراوانی کمتر از ۱٪ حجمی، کانی فرعی سنگ را پدید می‌آورند. سنگ‌های این واحد گرانیت گنایس نامگذاری شده‌اند و زمان جایگیری سنگ‌های نفوذی این واحد به پس از ائوسن نسبت داده می‌شود.

واحد md: سنگ‌های واحد md بصورت توده‌های نیمه‌ژرف کوچک و دایک در بخش شمال خاوری ورقه برونزد دارند. توده‌های نفوذی این واحد، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پایانی را قطع کرده‌اند و به همین دلیل زمان جایگیری آن‌ها به پس از ائوسن نسبت داده می‌شود.

در بررسی‌های میکروسکوپی، بافت پورفیریتیک، میکروگرانولار و بطور محلی دیابازی برای این سنگ‌ها گزارش شده‌است. کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن سازنده اصلی این سنگ‌ها بشمار می‌آیند که در انواع پورفیری، افزون بر کانی‌های سازنده زمینه بصورت درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار نیز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین یا ماگل آل‌بیت-کارلسباد و بندرت با ساختمان منطقه‌ای در متن سنگ نمایان هستند که در برخی از نمونه‌ها به کانی‌های ثانویه (کانی‌های رسی، سرسیت و فلدسپاتوئید) تجزیه شده‌اند. کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در بیشتر موارد سالم در اندازه‌های نیم میلیمتری تا چند صدم میلیمتری در متن سنگ وجود دارد. کانی‌های ثانویه را کانی‌های رسی، زئولیت، اپیدوت، کلریت و سرپانتین پدید می‌آورد و کانی‌های کدر با فراوانی کمتر از یک درصد حجمی در متن سنگ دیده می‌شود. در یک نمونه مطالعه شده در زمینه سنگ، فلدسپاتوئیدهای ریزی دیده می‌شود که به طور احتمالی آنالسیم عنوان شده است. فراوانی این کانی کمتر از ده درصد حجم سنگ گزارش شده است. بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناختی و بافتی نام سنگ‌های واحد md، میکرومونوزودیوریت تا میکرومونوزودیوریت گابرو معرفی می‌شود. دایک‌ها با ویژگی‌های بافتی کمی متفاوت ولی ترکیب مشابه از نظر نامگذاری در حد دیاباز هستند.

واحد da: این واحد به شکل گنبدی نیمه‌ژرف کوچک در کوه‌های جنوبی شهر میامی، برونزد دارد. سنگ‌های آذرین واحد da در بین واحدهای تخریبی ژوراسیک میانی-پایانی جایگیر شده‌اند.

سنگ‌های واحد da با رنگ ظاهری خاکستری روشن و رنگ شکست سفید تا خاکستری و بافت پورفیریتیک در صحرا نمایان هستند. این سنگ‌ها در بیشتر موارد سالم هستند و به طور محلی تا اندازه‌ای هوازده و دگرسان

می‌نمایند زمان جایگیری گنبد‌های نیمه‌ژرف واحد da بر پایه شواهد مناطق مجاور ورقه یکصد هزار میامی (بریده شدن واحدهای ائوسن و مجموعه‌های افیولیتی) به پس از ائوسن نسبت داده می‌شود.

در بررسی میکروسکوپی سنگ‌های این واحد بافت پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولار را نشان می‌دهد. در متن سنگ درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار فلدسپات خودنمایی می‌کند. این درشت‌بلورها به گونه‌ای فراگیر به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. زمینه سنگ از فلدسپات دگرسان به همراه دانه‌های کوارتز در ابعاد چند صدم میلیمتر پدید آمده‌اند. سنگ‌های واحد da بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناختی در ردیف داسیت-آندزیت نامگذاری شده‌اند (امینی و همکاران).

۲-۷- سنگ‌های افیولیتی

واحد Cm: این واحد رخنمون‌هایی بسیار محدود در بخش شمال خاوری ورقه و در باختر دجو دارد و متشکل از سنگ‌های الترامافیک و سرپانتینیت و در برخی موارد سنگ‌های آهکی بلورین قرمز رنگ است، رنگ عمومی سبز تیره تا سیاه‌رنگ بوده و زمین‌های نرم و با سطوح فرسایشی ملایم را نشان می‌دهد. سنگ‌های آهکی و سرپانتینیت‌های این واحد قابل تفکیک نیستند و بصورت مجموعه‌های درهم آمیزه رنگین در نظر گرفته شده است.

واحد Sr: این واحد در زون‌های گسله بصورت عدسی‌های گسسته و به رنگ سیاه و سبز تیره در شمال خاور ورقه، رخنمون‌های بسیار محدودی دارند. زمینه سنگ متشکل از سرپانتین است و از کانی‌های اولیه سنگ فقط پیروکسن دیده می‌شود در نتیجه تشخیص ژنز اولیه سنگ امکان‌پذیر نیست. این واحد بصورت بریده شده و گسل در کنار سایر واحدها جای می‌گیرد ظهور این گونه سنگ‌ها نشانگر وجود پی‌سنگ افیولیتی در این ناحیه است. هیچ نوع دلیل سنی برای واحدهای یادشده، در منطقه یافت نشد ولی با استناد به نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ میامی سن کرتاسه زیرین؟ را می‌توان برای آن پیشنهاد کرد (امینی و همکاران).

۲-۸- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک

گستره مورد بررسی در منطقه مرزی پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود و یا البرز خاوری جای دارد. بخش اصلی ورقه مورد مطالعه که در جنوب گسل میامی قرار دارد، در شمار پهنه ایران مرکزی و مناطق شمال این گسل در محدوده پهنه بینالود است. بطور کلی عناصر اصلی ساختاری ناحیه، شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین خوردگی‌های وابسته به گسلش‌اند. بر پایه مطالعات صحرایی، الگوی جابجایی منطقه از نوع برشی، فشارشی است و به همین دلیل گسل‌های اصلی منطقه در بیشتر موارد هر دو مولفه جابجایی افقی و قائم را دارا هستند. روند ساخت‌های منطقه شمال خاوری-جنوب باختری است و به تقریب از روند البرز خاوری پیروی می‌کند (امینی و همکاران).

گسل میامی

این گسل با طول گسلش بیش از ۱۵۰ کیلومتر، پس از بریدن واحدهای سنگی از عرض ورقه مورد مطالعه گذر می‌کند. گسل میامی یک شکستگی واحد نیست و در حقیقت یک زون گسله (متشکل از چند گسل به موازات یکدیگر) است روند کلی گسل میامی N75E است و شیب صفحه گسله میامی متغیر و در سطح زمین نزدیک به ۷۵ تا ۸۵ درجه به سمت جنوب است این گسله دارای مولفه امتدادلغز راستگرد و مولفه شیب‌لغز از نوع معکوس یا راندگی است که در مجموع می‌توان آنرا از نوع گسل‌های اریبلغز معرفی کرد. جابجایی شیب‌لغز این گسل موجب بیرون زدگی بقایای افیولیتی در اطراف آن شده است (امینی و همکاران). گسل میامی با روند تقریباً شرقی-غربی، حد جداکننده زون بینالود (البرز شرقی) از ایران مرکزی است (درویش‌زاده، ۱۳۸۲). بنا به عقیده اشتامپلی (۱۹۷۸) گسل شاهرود تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حرکت راستگرد داشته است. گسل چاه سیدان که مرز جنوبی بخش بالا آمده مرکزی را پدید می‌آورد، موجب راندگی واحدهای سنگی ائوسن بر روی واحدهای تخریبی نئوژن شده است. این گسل نیز افزون بر مولفه شیب‌لغز، دارای مولفه امتدادلغز از نوع راستگرد است. هرچند این گسل تا گوشه جنوب غربی نقشه بطور نمایان، دیده نمی‌شود ولی بنظر

می‌رسد به سوی باختر به تقریب به موازات گسل میامی ادامه داشته باشد که مرز جنوبی زون برشی را پدید می‌آورد.

گسل‌های سکون و شیرمار با روند شمال خاوری-جنوب باختری به موازات گسل میامی هستند و یا زاویه‌ای کوچک با آن می‌سازند، در شمار گسل‌های ریدل گسل میامی به حساب می‌آیند و به همین دلیل دارای سازوکار و جابجایی مشابه آن هستند.

گسل‌های آب آسمانو، کال طاقی و دوچپله با روند شمال خاوری-جنوب باختری در بخش خاوری محدوده مورد مطالعه نمایان هستند. این نوع شکستگی‌ها با زاویه ای کوچک از گسل میامی منشعب شده‌اند و بوضوح دارای جابجایی امتدادلغز راستگرد هستند. بر پایه زاویه و موقعیت این گسل‌ها نسبت به سیستم برشی-فشارشی حاکم بر بخش مرکزی محدوده مورد مطالعه و قرار گرفتن این گسل‌ها بموازات گسل راندگی سوخته‌کوه، یک مولفه فشاری قوی در این گسل‌ها وجود دارد که در مطالعات صحرایی بدلیل فرسایش شدید و مورفولوژی سست و واریزه‌ای، نشانه‌های دقیقی از آنها یافت نشده است.

گسل راندگی سوخته‌کوه در بخش مرکزی ورقه مورد مطالعه باعث راندگی واحد K^1_1 بر روی واحد K^{ml}_2 شده است. روند کلی این گسل شمال خاوری-جنوب باختری است و جهت شیب گسل رانده به سوی باختر است. در بخش جنوب باختری منطقه، یک سیستم شکستگی با روند کلی شمال خاوری-جنوب باختری حاکم است که مهم‌ترین این شکستگی‌ها، گسل‌های سالک و کی کی هستند. گسل سالک با روند N17E موجب قرار گرفتن واحدهای تخریبی نئوژن بر روی واحدهای تخریبی ائوسن شده است. گسل کی کی و سالک نسبت به سیستم برشی-فشارشی حاکم بر منطقه، توازی آنها با محور چین‌های منطقه (ناودیس سالک و تاقدیس خاوری آن) و موازی بودن این گسل‌ها با گسل رانده سوخته‌کوه، نمایانگر وجود مولفه فشاری با اهمیت در این گسل‌ها است که بدلیل تخریبی بودن واحدهای پیرامون این گسل‌ها، در صحرا چندان قابل رویت نیستند.

در ورقه مورد بررسی در صفحات بین گسل‌ها، چین‌خوردگی‌های پرشمار را می‌توان مشاهده کرد. بسیاری از این چین‌ها، کوچک‌اند و امکان نمایش در مقیاس یکصد هزارم را ندارند. چین‌خوردگی‌ها از نظر اندازه، توزیع و گسترش بسیار متغیرند و در اغلب موارد به موازات گسل‌های اصلی و یا با زاویه کمی نسبت به آنها جای دارند. ناودیس سالک و دوچپله هر دو سنگ‌های تخریبی و آتشفشانی ائوسن و نئوژن را تحت تاثیر قرار داده و دارای محور S شکل هستند که به کمان با حرکت راستگرد گسل میامی در ارتباط هستند.

ساز و کار چین‌خوردگی‌ها بطور عمده از نوع خمش لغزش بوده است و نازک‌شدگی و ضخیم‌شدگی در لولای چین‌ها دیده نشد ولی در سنگ‌های دگرگونی (واحد q.sh در جنوب کلاته اسد و واحد Mt^s در غرب چاه تلخ) انواعی از چین‌های مشابه در مقیاس رخنمون دیده شده است. شیب سطح محوری بیشتر چین‌های اصلی به سوی جنوب خاوری است.

بیشتر چین‌خوردگی‌های منطقه مربوط به پس از ائوسن هستند که می‌تواند در فرایند فاز آلپین میانی انجام شده باشد. از سن سنگ‌های دگرگونی واحدهای Pe^{sh} و q.sh اطلاع چندانی در دست نیست از این رو فازهای کوهزایی که موجب این دگرگونی شده‌اند دانسته نیست با توجه به نبود بیرون‌زدگی سنگ‌های ماقبل ژوراسیک، این گمان وجود دارد که در روند پالئوزوئیک، ناحیه مورد مطالعه بصورت بخش خشکی و فاقد رسوبگذاری قابل ملاحظه بوده است و یا اینکه در اثر حرکات خشکی‌زایی بعدی و فرسایش پی‌آمد آن، نهشته‌های پالئوزوئیک و قدیمی‌تر حذف شده‌اند.

در اواخر ژوراسیک فاز کوهزایی سیمین بالایی، منطقه را تحت تاثیر قرار داده و سنگ‌های ژوراسیک را دچار چین‌خوردگی و گاه دگرگونی می‌کند. این فاز کوهزایی همزمان با پیدایش توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه بوده است که بصورت توده‌های گرانودیوریتی (واحد g1 و g2) عمل کرده است و در ادامه فرآیند این فاز کوهزایی باعث خشکی‌زایی و خارج شدن از آب بوده است آن چنان که آغاز کرتاسه با پیشروی گسترده‌ای همراه با کنگلومرای قاعده‌ای بوده است.

میان کرتاسه زیرین و بالایی، ناپیوستگی هم‌شیب وجود دارد که نشان‌دهنده خروج حوضه رسوبی برای مدت کوتاه از آب بوده است. که شاید تحت تاثیر فاز اتریشین این ناپیوستگی رخ داده باشد و کرتاسه بالایی بصورت پیش‌رونده و با قاعده ماسه‌سنگی و ماسه‌سنگ آهکی منطقه را می‌پوشاند.

فاز لارامید در مرز کرتاسه-پالئوسن از فازهای مهم بوده که به گمان باعث جایگیری افیولیت‌ها در ناحیه مورد مطالعه و آغاز فرورانش احتمالی در بخش شمالی منطقه شده است و از سوی دیگر این فاز با یک دگرشیبی کاملاً برجسته در قاعده نهشته‌های ترشیر مشخص است. با توجه به اینکه تنها یک رخنمون بسیار کوچک پالئوسن در منطقه دیده شده است از چگونگی سازوکار این فاز در پالئوسن اطلاع چندانی نداریم ولی در آغاز ائوسن این فاز موجب بالا آمدن منطقه و تشکیل کنگلومرا با گسترش قابل ملاحظه می‌شود که اغلب قطعات از فرسایش سنگ‌های قدیمی تر (ژوراسیک و توده‌های نفوذی) حاصل شده است. در ادامه گسترش رسوبات ژرف‌تر شیل و مارن و گدازه‌های گوناگون بازالتی و آندزی بازالتی وجود دارند. از طرفی نفوذ توده‌های واحد da, md و g می‌تواند در ارتباط با این فاز کوهزایی مورد توجه قرار بگیرد. الیگوسن با رخنمون بسیار محدود در منطقه دیده می‌شود و ارتباط آن با سایر واحدها دانسته نیست. آلپ پایانی در ناحیه دارای حرکات متعددی بوده است که مهم‌ترین آن‌ها در اول نئوژن و با پیشروی دریا و تشکیل کنگلومرا همراه است.

تشکیل کنگلومرای پلیوکواترنر (واحد PLQ^C) و چین‌خوردگی آنرا می‌توان در اثر جنبش‌های پاسادنین دانست که در پایان پلیوسن و شروع کواترنر به اوج خود رسیده است و دگرشیبی مابین نهشته‌های کواترنر و پلیوسن را پدید آورده است.

۹-۲- زمین‌شناسی اقتصادی

در ورقه میامی تنها یک معدن فعال شن و ماسه وجود دارد. آثار مواد معدنی فلزی و غیرفلزی به شرح زیر در ورقه میامی برونزد دارند.

۲-۹-۱- آثار معدنی فلزی

مس: کانی‌سازی مس به طور پراکنده و بصورت آلودگی‌های مالاکیت و آزوریت در سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود. کانی‌سازی بطور عمده بصورت رگه‌های کوچک و کم ضخامت و یا در سنگ‌های آتشفشانی بصورت ثانوی در حفره‌های پر شده از کوارتز و فلدسپات بوجود آمده‌اند. در جنوب باختر چاه تلخ، بر پایه چشم انداز رخنمون سطحی، پتانسیلی قابل توجه از کانی‌سازی مس به چشم می‌خورد و در جنوب خاور تاقدیس دوچپله و جنوب دجو نیز آثار کانی‌سازی مالاکیت، آزوریت دیده می‌شود. در بسیاری از نقاط ورقه، آثار معدنکاری قدیمی (شدادی) و بقایای ذوب مواد مشاهده می‌شود که در جنوب خاور چاه تلخ کوره‌های ذوب و حفرات استخراج در گستره‌ای وسیع برجای مانده است.

آهن: در مورد کانی‌زایی آهن در ورقه میامی می‌توان به کانسار آهن زیدر که موضوع تحقیق حاضر می‌باشد اشاره کرد. که در ارتباط با ولکانیسم ائوسن بوده که در یک محیط رسوبی ته‌نشست کرده است.

۲-۹-۲- آثار معدنی غیرفلزی

سیلیس: شیره‌های اسیدی حاصل شده از توده‌های نفوذی در سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه نفوذ کرده و رگه‌های متعدد سیلیسی و کوارتز فلدسپاتی بوجود آورده است که یک مورد آن در جنوب کی کی با طول ۲۵ متر و عرض ۷ متر حداقل تا ۶۰ هزار تن ذخیره دارد. این سیلیس از خلوص بالایی در حد ۹۹٪ برخوردار است. رگه کوارتز فلدسپاتی مهمی نیز در باختر چاه تلخ دیده می‌شود در گوشه شمال خاور ورقه نیز رگه سیلیسی با درصد خلوص ۹۸٪ و طول حدود ۴۰۰ متر وجود دارد که از نظر اقتصادی شایان توجه است.

نمک: در گوشه شمال باختر ورقه یک لایه نمک به عرض ۲۰ متر و طول بیش از ۳۰۰ متر دیده می‌شود که برای مصارف صنعتی قابل بررسی است این نمک بصورت بین لایه‌ای در میان رسوبات مارنی و گچی نئوژن (واحد Ng^m) جای گرفته است.

گچ: در واحدهای نئوژن شمال باختر نقشه، عدسی‌ها و لایه‌های متعدد گچ وجود دارد که چندان قابل توجه نیستند. در حدود چهار کیلومتری سه راه میامی بیارجمند به سمت بیارجمند رگه‌ای بطول ۸۰۰ متر و عرض ۷ متر از گچ در امتداد یک گسل تشکیل شده است و در شمال سوخته‌کوه نیز رگه‌ای از گچ بطول ۵۰۰ متر وجود دارند که به دلیل خلوص بالا برای موارد خاص قابل بهره‌برداری است.

شن و ماسه: تنها معدن فعال منطقه، معدن شن و ماسه مستقر در ابتدای دره زیدر است که فرآورده‌های خود را جهت آسفالت‌کاری جاده‌های منطقه، عرضه می‌کند. آبرفت‌های کف رودخانه زیدر، ضخامت زیادی دارند و ذخیره و کیفیت بسیار مناسبی برای استفاده طولانی از این معدن به چشم می‌خورد.

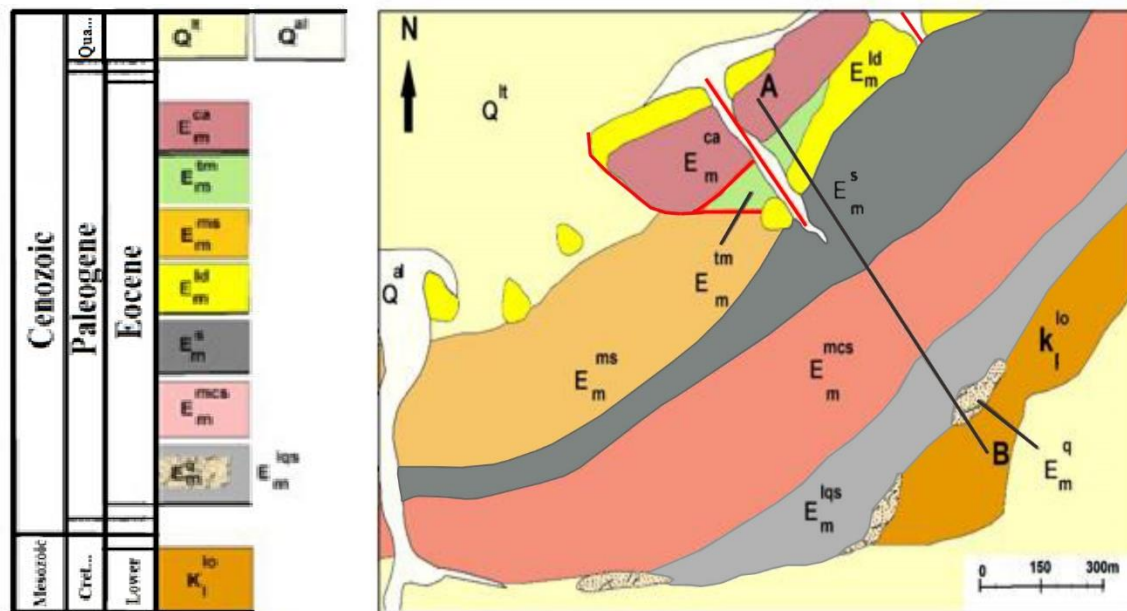
سنگ‌های ساختمانی: توده‌های نفوذی منطقه بویژه توده گرانیتی چاه‌تلخ، در مناطقی که تکتونیک کمتری را تحمل نموده و برش‌دهی مناسب داشته باشد به عنوان سنگ تزئینی قابل بررسی است. سنگ آهک‌های کرتاسه زیرین نیز در مناطقی که سالم باشند برای سنگ نما قابل استفاده هستند.

فصل سوم:

زمین شناسی منطقه معدنی و سنگ شناسی

۳-۱- مقدمه

کانسار آهن زیدر در زیرپهنه سبزوار و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی قرار دارد. کانسار زیدر در واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن قرار گرفته است. واحد آهکی اوربیتولین‌دار در این منطقه نیز معادل سازند تیزکوه می‌باشد. به لحاظ تکتونیکی، محدوده کانسار تحت تأثیر گسل میامی و شاخه‌های آن دچار چین‌خوردگی و بهم ریختگی شده است. در این فصل بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی و تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات صحرایی نقشه زمین‌شناسی نمادین ۱:۱۰۰۰۰ محدوده کانسار زیدر تهیه شده است (شکل ۳-۱). همچنین یک پروفیل عرضی (عمود بر روند لایه‌بندی) انتخاب و مورد برداشت زمین‌شناسی قرار گرفته و ستون چینه‌شناسی ترسیم شده است (شکل ۳-۲). هدف از کار بررسی دقیق سنگ‌شناسی محدوده کانسار و مطالعه زمین‌شناسی ساختمانی به منظور بررسی نقش آن‌ها در کانه‌زایی بوده است.



شکل ۳-۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده کانسار زیدر

Q^{al} آبرفت‌های رودخانه‌های عهد حاضر Q^{it} رسوبات ریزدانه شن و ماسه (پادگانه‌های آبرفتی)

E^{ms_m} تناوب ماسه سنگ و مارن

Erathem	System	Series	Lithology	
Cenozoic	Paleogene	Eocene		
Mesozoic	Cretaceous		Lower	
			150m	

E_m^{ca} کنگلومرای متوسط تا درشت‌دانه با جورشدگی و گردشگی

متوسط

E_m^{tm} توف و مارن

E_m^{ld} آهک دولومیتی

E_m^{s} ماسه‌سنگ خاکستری ریز تا درشت‌دانه

E_m^{mcs} تناوب مارن، شیل و ماسه‌سنگ

E_m^{lqs} آهک تخریبی با میان‌لایه ماسه‌سنگ و کوارتزیت

K^{lo_1} آهک ضخیم توده‌ای دارای فسیل اوربیتولین

شکل ۳-۲- ستون چینه‌شناسی با توجه به پروفیل رسم شده در شکل ۳-۱

۳-۲- چینه‌شناسی محدوده کانسار

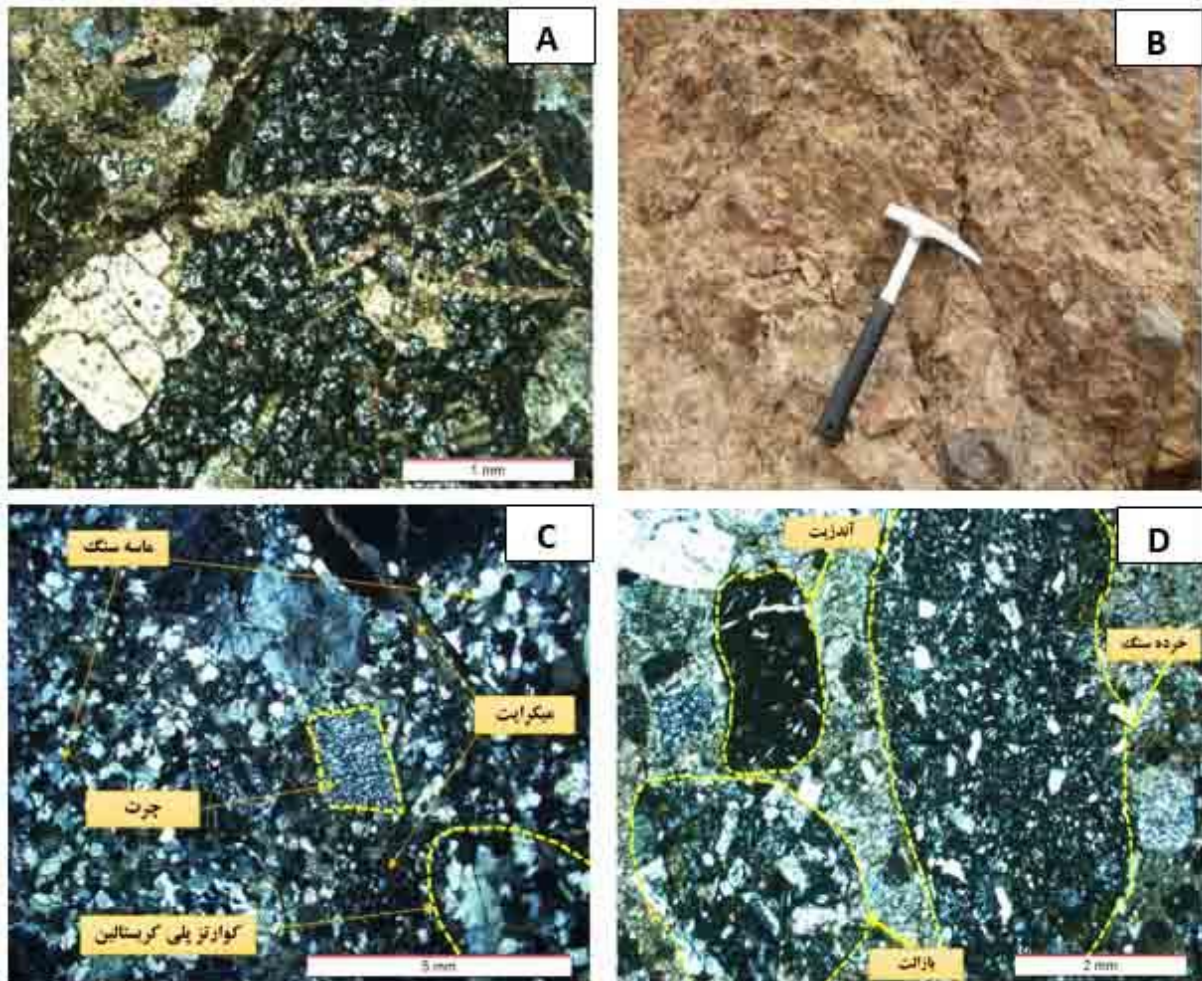
بر اساس نقشه محدوده معدنی زیدر، واحدهای سنگی-چینه‌ای رخنمون یافته محدوده سنی کرتاسه زیرین تا کواترنر را در بر می‌گیرند. مهم‌ترین سازند تشکیل‌دهنده محدوده مورد مطالعه سازند تیزکوه با سن کرتاسه می‌باشد که با ضخامت ۱۷۰ متر از دو واحد پایینی و بالایی تشکیل شده‌است. واحد پایینی از کنگلومرا، ماسه سنگ آهکی و آهک ماسه‌ای زرد رنگ و قسمت بالایی از سنگ آهک‌های خاکستری روشن اوربیتولین‌دار تشکیل شده‌است. بیشتر در بخش زیرین این واحد سنگ-چینه‌ای سنگ‌های آتشفشانی از نوع ملافیر و رسوبات

تبخیری مانند گچ نیز وجود دارد (فرهمند ۱۳۷۹). واحد آهکی اوریتولین‌دار در محدوده کانسار، معادل این سازند می‌باشد. بطور کلی از لحاظ لیتولوژیکی منطقه شامل سه بخش مهم است که بصورت سکانشی تکرار شده‌اند:

- کنگلومرا با قطعات آذرین
 - شیل، توف و مارن (دربرگیرنده ماده معدنی)
 - بخش رسوبی کربناته (شامل آهک دولومیتی، ماسه‌سنگ، آهک تخریبی و آهک اوریتولین‌دار)
- که می‌توان گفت کنگلومرا با قطعات آذرین و واحد توفی بخش آتشفشانی این کانسار را شامل می‌شوند. در اینجا هریک از واحدهای فوق را به تفصیل مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۳-۲-۱- کنگلومرا

این واحد که گسترش قابل توجهی در منطقه دارد کمر بالای ماده معدنی را تشکیل می‌دهد و از روند کلی واحدهای سنگی منطقه (شمال شرق-جنوب غرب N70E) پیروی می‌کند. دارای رنگ قرمز (بدلیل آغستگی به آهن) حاوی قطعات به اندازه‌های مختلف با گردشگی خوب و جورشدگی متوسط می‌باشد. واحد کنگلومرای بر اساس منشأ دانه‌ها که اغلب از خارج حوضه آورده شده‌اند کنگلومرای خارج سازندی، پلی میکتیت و یا چند منشأیی نام می‌گیرد (موسوی حرمی، ۱۳۸۶). قطعات تشکیل‌دهنده شامل قطعات ولکانیکی آندزیتی، بازالتی، ماسه‌سنگ، کوارتزهای پلی کریستالین، چرت، قطعات آهک میکرایتی می‌باشند که توسط سیمان کلسیتی در کنار هم قرار گرفته‌اند. هم‌چنین بافت اسفرولیتی کوارتز در زمینه کنگلومرا قابل مشاهده است. بافت اسفرولیتی در اثر تبلور مجدد سنگ‌های آتشفشانی و تبدیل شیشه به میکروولیت‌های شعاعی کوارتز و ارتوز به وجود می‌آید و رشد بلورها شعاعی است که این فرآیند در نتیجه سرد شدن سریع ماگمای ویسکوز و یا سیال هیدروترمال رخ می‌دهد (تیلور، ۱۹۷۱). هم‌چنین پلاژیوکلازها اکثراً دچار دگرسانی سرسیتی شده‌اند (شکل ۳-۳).

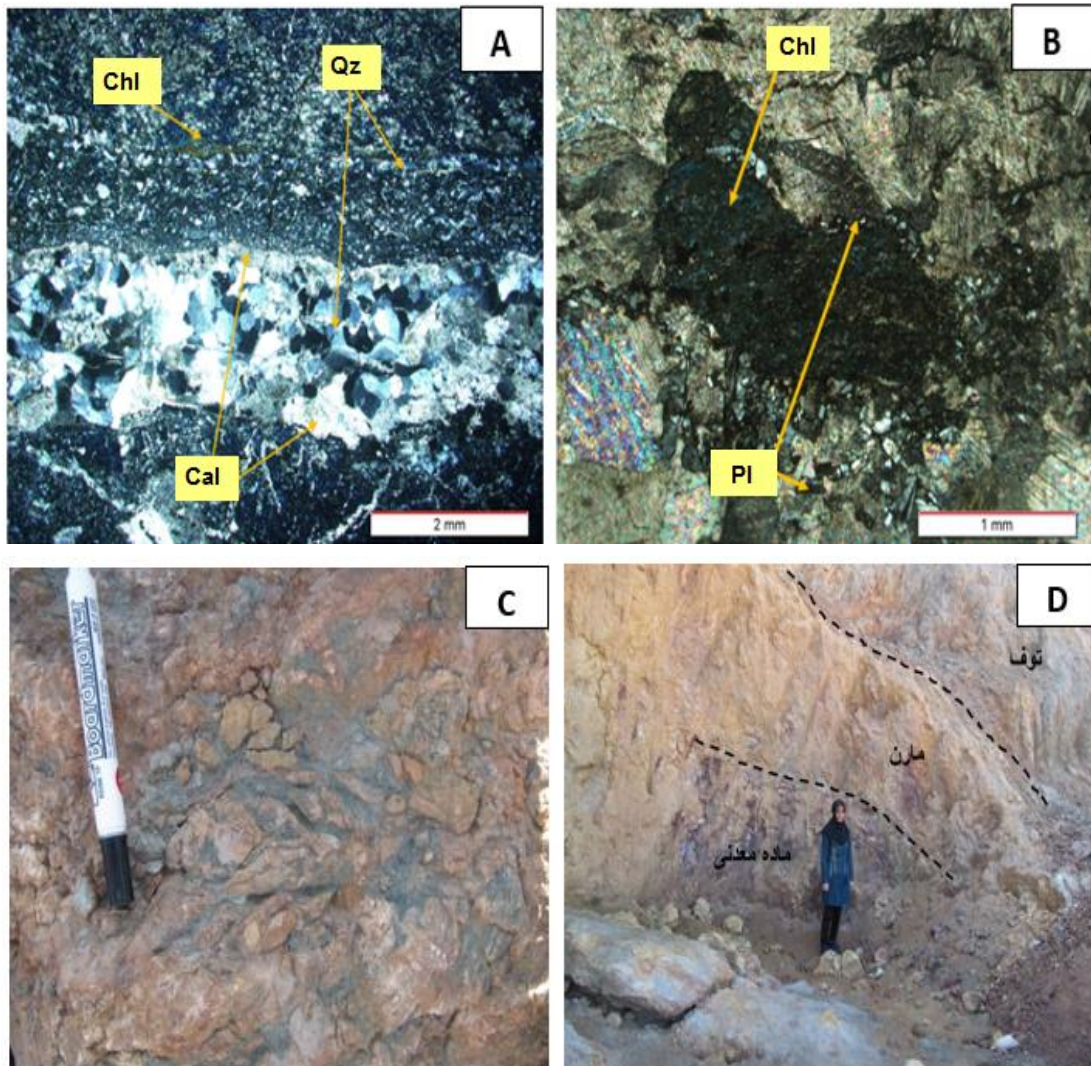


شکل ۳-۳: تصاویر صحرایی و میکروسکوپی مربوط به کنگلومرای قرمز (A) بافت اسفرولیتی کوارتز در زمینه کنگلومرا (B) قطعات کنگلومرا با اندازه‌های مختلف در مقیاس ماکروسکوپی (C و D) قطعات تشکیل دهنده کنگلومرا در مقطع میکروسکوپی

۳-۲-۲- توف و مارن و شیل

این واحد سنگی میزبان ماده معدنی بوده و بدلیل فرآیند کلریتی شدن رنگ سبز داشته و ماده معدنی با رنگ سیاه و قرمز (مگنتیت و هماتیت) و رنگ قهوه‌ای و زرد (گوتیت و لیمونیت) بصورت لایه‌ای و عدسی هم‌شیب در این واحد قابل مشاهده می‌باشد. این واحد زیر واحد آهکی قرار گرفته است. حضور کانی‌های کلریت، کوارتز، آلبیت، کلسیت و کانی‌های رسی بیانگر دگرسانی آرژیلیتی و کلریتی است (شهاب‌پور، ۱۳۹۰). کلسیت بصورت رگه-رگچه‌ای با بلورهای درشت با این واحد همراهی می‌کند همچنین رگه‌های سیلیس و بلورهای

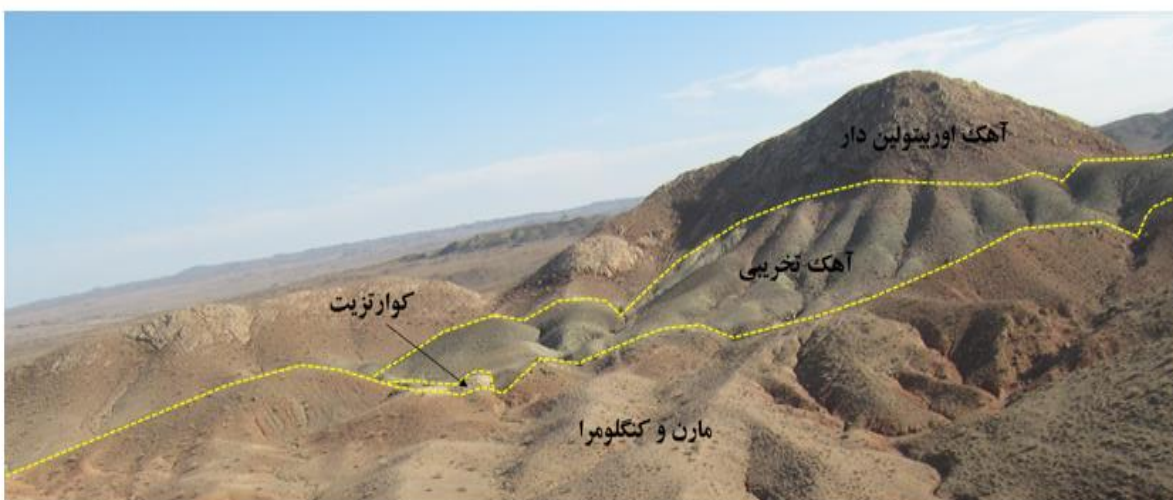
ژیپس که هم بصورت قشری و نیز بصورت لایه‌ای به همراه توف سبز دیده می‌شوند. توف‌ها در برخی نمونه‌ها بافت برشی دارند و در مقاطع میکروسکوپی در برخی موارد پلاژیوکلاز (احتمالاً آلبیت) با ماکل کارلسباد بصورت پرکننده فضای خالی اطراف کلریت و کلسیت‌ها و نیز شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴: A و B مقطع میکروسکوپی توف، (A بافت لایه‌ای کلریت و سیلیس B) پلاژیوکلاز اطراف کلریت و کلسیت را پر کرده است. (C برشی شدن توف D) ماده معدنی هم روند با توف و مارن. کوارتز (Qz)، کلسیت (Cal)، کلریت (Chl)، پلاژیوکلاز (Pl)

۳-۲-۳- بخش رسوبی کربناته

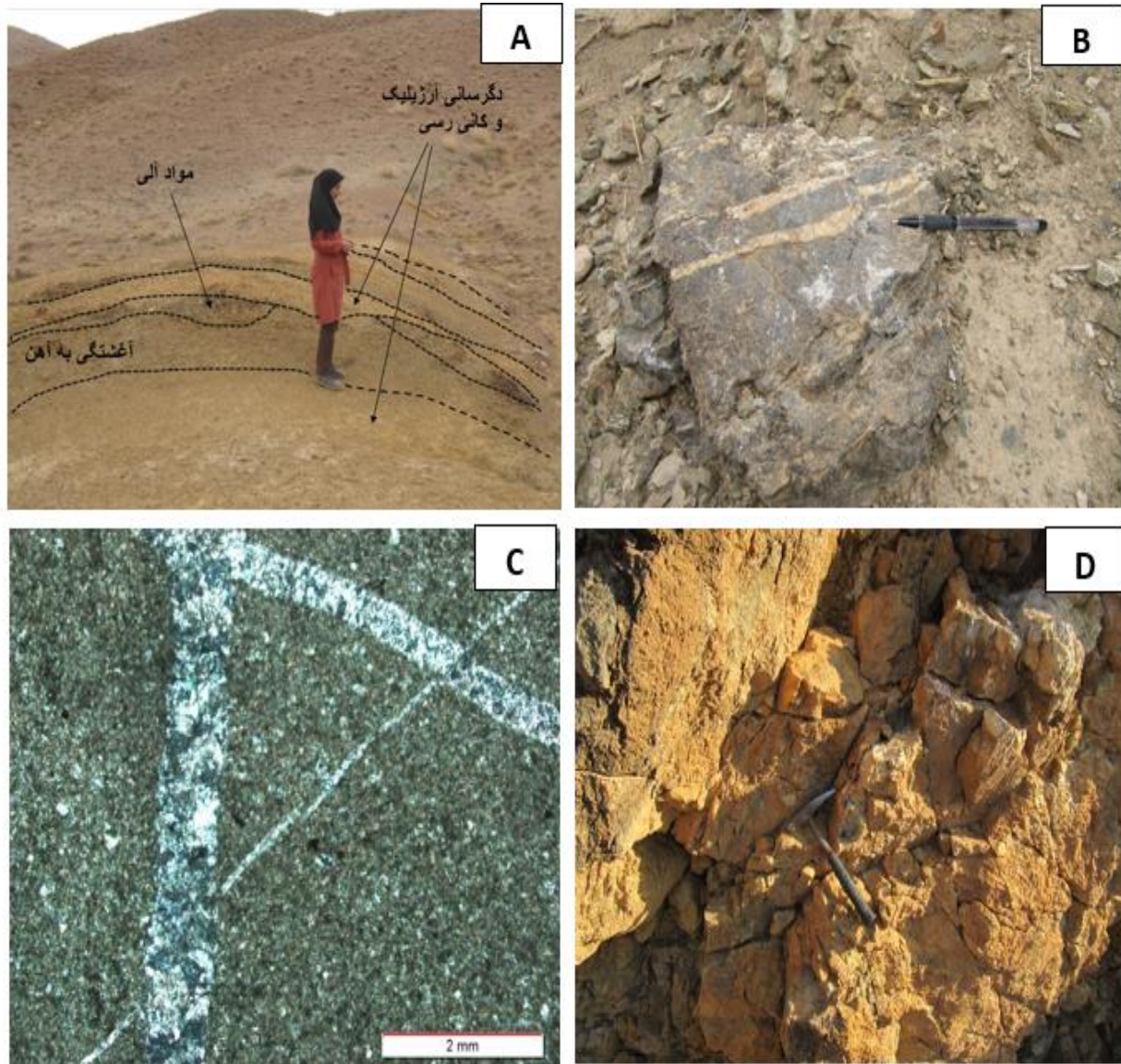
مجموعه‌ای از واحدهای ماسه‌سنگی آهکی، آهک دولومیتی، آهک تخریبی، آهک اوریتولین دار که با میان لایه‌هایی شیل، مارن، کوارتزیت و گچ بصورت سکانسی با سایر واحدها تکرار می‌شوند (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵) توالی واحدهای انتهایی منطقه، دید به سمت جنوب شرق

۳-۲-۳-۱- آهک دومولیتی

دارای لایه‌بندی متوسط تا ضخیم با رنگ زرد نخودی در سطح هوازده و سطح تازه به رنگ تیره با رگه‌های کلیستی است در مقاطع میکروسکوپی رگه‌های کلسیتی درشت بلور در زمینه ریزبلور میکرایتی قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۶). به دلیل فعالیت تکتونیک منطقه به شدت خرد شده است. همچنین وجود گسل (بصورت آبراهه) این واحد آهکی را بصورت قائم و عرضی جابه‌جا کرده است این واحد سنگی با یک فرو افتادگی که مربوط به آهک شیلی نازک لایه می‌باشد به ماسه‌سنگ می‌رسد. همچنین آغشتگی به آهن، حضور کانی رسی و مواد آلی در برخی قسمت‌ها به صورت رنگ‌های قرمز، زرد و سیاه دیده می‌شود.

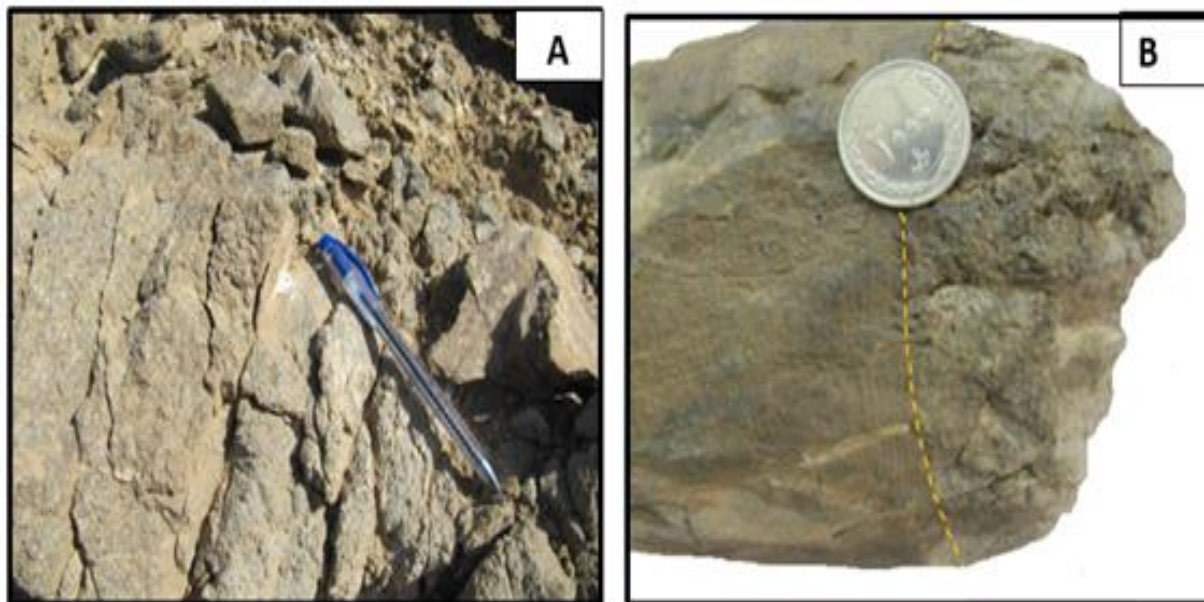


شکل ۳-۶ (A) تغییر رنگ در قسمتی از واحد آهکی به رنگ‌های زرد و سیاه و قرمز دلیل حضور کانی رسی و مواد آلی و آغشتگی به آهن (B) رگه کلسیتی در دولومیت (C) مقطع میکروسکوپی از واحد آهکی که رگه کلسیتی درشت بلور در زمینه میکرایتی قرار دارد (D) تصویر صحرایی از واحد آهکی خرد شده.

۳-۲-۳-۲- ماسه سنگ

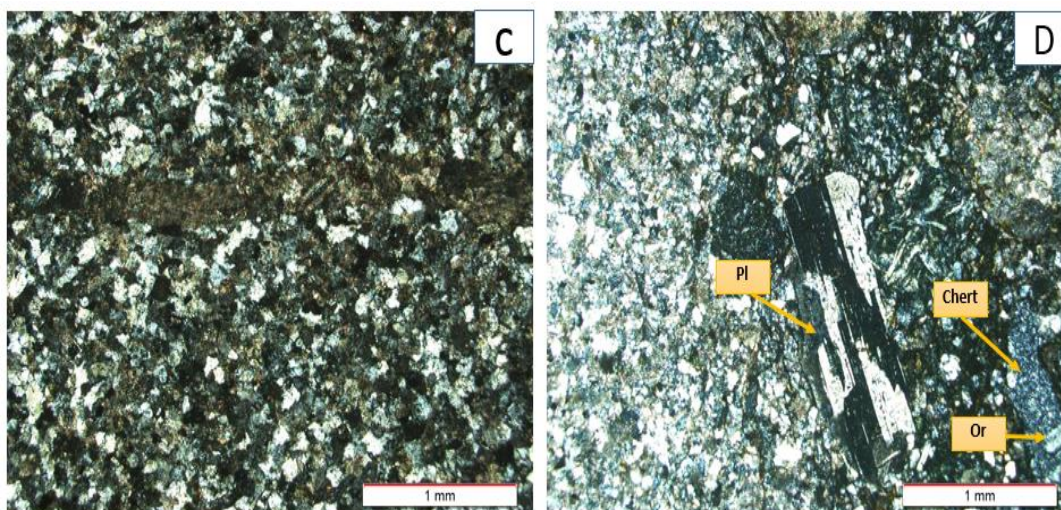
این واحد سنگی با لایه‌بندی متوسط به رنگ خاکستری به دلیل مقاومت بالا در برابر فرسایش، قسمت‌های مرتفع توالی رسوبی را تشکیل می‌دهد. بصورت دانه‌ریز تا دانه‌درشت و میکروکنگلوмера بوده و عمدتاً حاوی

پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز، چرت و خرده‌سنگ بوده و شکستگی‌های آن با کلیست پر شده‌اند (شکل ۳-۷) ماسه-سنگ با توجه به طبقه‌بندی پتی‌جان از نوع لیتیک‌آرنایت می‌باشد (پتی‌جان^۱ و همکاران، ۱۹۷۵). یعنی قسمت عمده آن از خرده سنگ تشکیل شده که میزان آن بیش از مقدار فلدسپات است و در تقسیم‌بندی فولک لیت‌آرنایت نام می‌گیرد. از لحاظ مچوریتی بافتی در مرحله مچور، که بیانگر میزان رس ماتریکسی خیلی کم و یا این که رسوب فاقد رس می‌باشد و دانه‌های ماسه دارای جور شدگی خوب است، ولی هنوز گرد نشده‌اند (موسوی حرمی، ۱۳۸۶). بطور کلی انتقال یا جابجایی رس، میزان جورشدگی و گردشدگی دانه‌ها در ماسه سنگ‌ها به نام مچوریتی بافتی نامیده می‌شود که به انرژی مکانیکی موجود در محیط رسوبگذاری بستگی دارد (فولک^۲، ۱۹۵۴). مرز ماسه‌سنگ دانه‌ریز و دانه‌درشت در شکل (۳-۷) نشان داده شده است.



¹ Pettijohn

² Folk

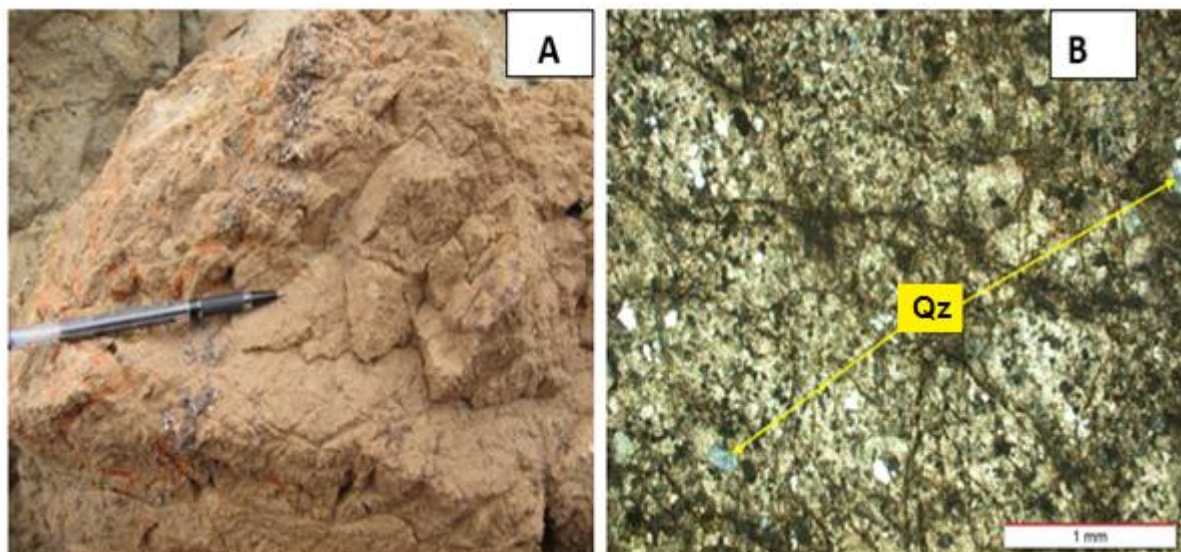


شکل ۳-۷: تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از واحد ماسه‌سنگی (A) کنتاکت ماسه‌سنگ دانه ریز و درشت (B) ماسه‌سنگ دانه‌درشت در منطقه معدنی (C) مقطع میکروسکوپی از ماسه‌سنگ که سیمان کربناته کاملاً مشخص است (D) مقطع میکروسکوپی از ماسه‌سنگ دانه درشت که پلاژیوکلاز دچار دگرسانی سرسیتی شده است. پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوز (Or)، چرت (Chert)

۳-۲-۳-۳- سنگ آهک تخریبی

تأثیر فرآیندهای رسوبی و دینامیکی و اثر تحرکات محیط از قبیل باد و جریان آب می‌تواند سنگ آهکی که از قبل تشکیل شده را دوباره حرکت داده و فرسایش دهد و بلاخره مجدداً با ایجاد شرایط مناسب ته‌نهبست در محیطی جدید رسوب دهد. این نوع سنگ‌ها بعد از سخت شدن محیطی و یا دیاژنز تبدیل به نوعی سنگ رسوبی می‌شوند که در اصطلاح سنگ‌های آهکی تخریبی نام دارند. این واحد سنگی به رنگ خاکستری تیره با سطح زبر دیده می‌شود که از از دانه‌های آهکی با لکه‌های چرتی تشکیل شده است. گسترش نسبتاً زیادی داشته و ارتفاع بیشتری نسبت به مارن و شیل دارد. در مقطع میکروسکوپی دارای بافت برشی همراه با کوارتز بصورت دانه‌پراکنده می‌باشد. همچنین کوارتزیت با رخنمون کم (در حد چندمتر) که به دلیل وجود سیلیس بالا دارای رنگ سفید است و نیز لایه‌های نازک شیلی سبزرنگ همراه با این واحد دیده می‌شوند که همه این

واحدها به همراه آهک‌های نخودی نازک‌لایه و کنگلومرای سطحی مربوط به عهد حاضر و ماسه‌سنگ‌های لایه‌نازک بصورت سکانسی تکرار می‌شوند (شکل ۳-۸).

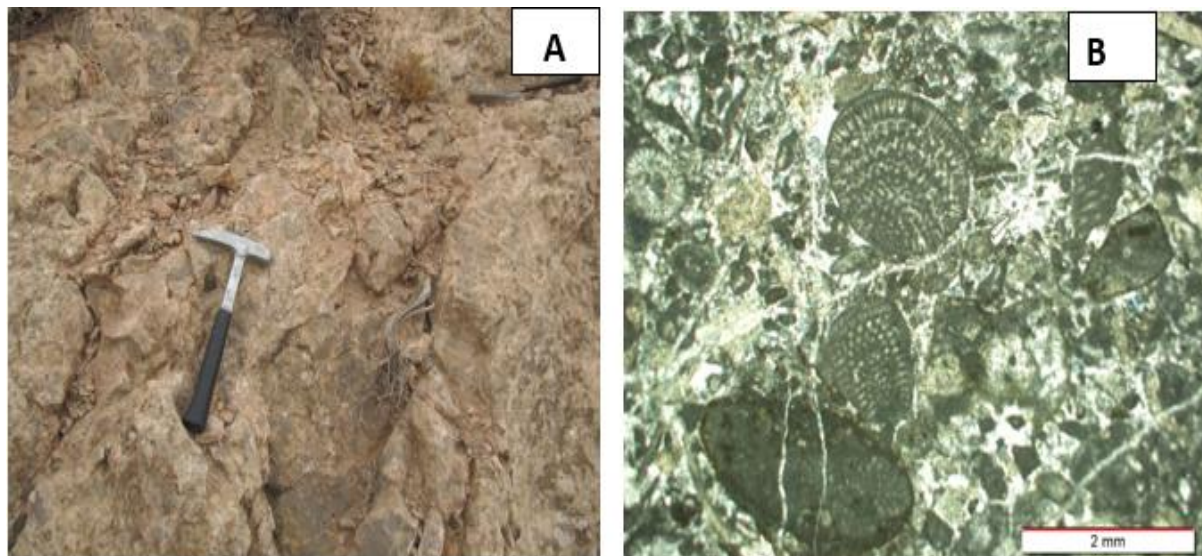


شکل ۳-۸ (A) لکه‌های چرتی روی آهک تخریبی (B) مقطع میکروسکوپی از آهک تخریبی که دارای بافت برشی و شکستگی-های فراوان می‌باشد و بلورهای پراکنده کوارتز در متن سنگ وجود دارند. کوارتز (Qz)

۳-۳-۳-۴- سنگ آهک توده‌ای اوربیتولین‌دار

به رنگ خاکستری، ضخیم‌لایه، حاوی لکه‌ها و نوارهای چرت و رگه‌های فراوان کلسیتی بوده و واحد آهکی از نوع میکرایتی و دارای فسیل اوربیتولین مربوط به کرتاسه می‌باشد. بر اساس طبقه‌بندی فولک بایواسپارایت نامیده می‌شود (فولک، ۱۹۷۴). این دسته از سنگ‌های آهکی عمدتاً حاوی عناصر آلومین می‌باشند که توسط سیمان کلسیت اسپاری به هم متصل شده‌اند. این سنگ‌ها معادل کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های آواری با جورشدگی خوب می‌باشند که در آن‌ها اجزای جامد (فسیل‌ها) توسط جریان‌هایی انباشته شده‌اند که دارای قدرت و ثبات لازم برای شستشوی لجن ریزبلور بوده‌اند، زیرا در غیر این صورت احتمال داشت که لجن ریزبلور به‌عنوان

یک ماتریکس تجمع یافته و حفرات موجود در بین لایه‌ها توسط ته‌نشینی مستقیم سیمان کلسیت اسپاری اشغال شوند. آخرین واحد رخنمون یافته در بخش جنوبی منطقه است که به دشت جنوبی منتهی می‌شود. به دلیل مقاومت فرسایشی بالا مرتفع‌تر از واحدهای مجاور قرار گرفته است (شکل ۳-۹).

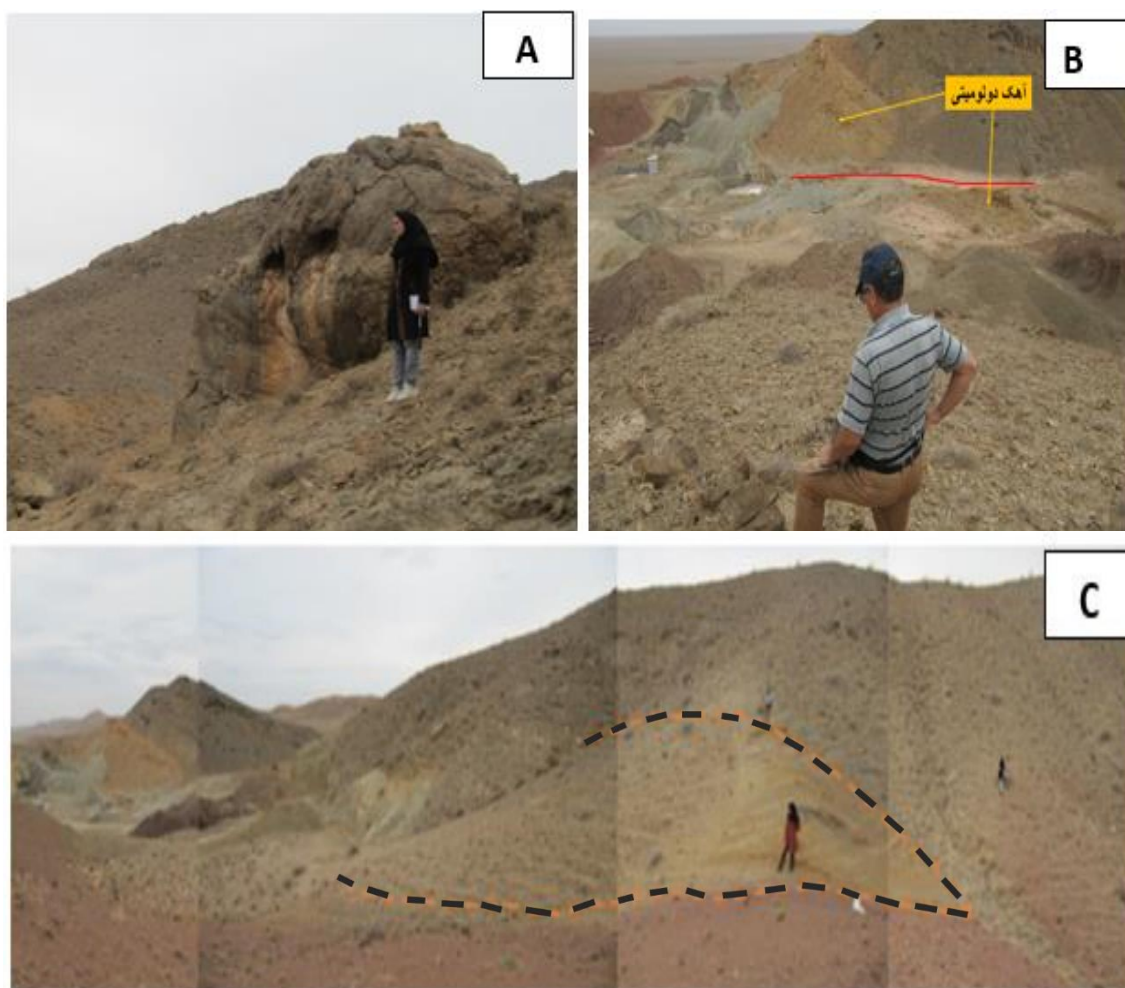


شکل ۳-۹ (A) آهک ضخیم توده‌ای اوربیتولین دار (B) مقطع میکروسکوپی از آهک ضخیم توده‌ای که فسیل‌های اوربیتولین در زمینه اسپارایتی قرار دارند.

۳-۳- زمین‌شناسی ساختمانی محدوده کانسار

الگوی جابجایی منطقه از نوع برشی-فشارشی است و به همین دلیل گسل‌های اصلی منطقه در بیشتر موارد هر دو مؤلفه جابجایی قائم و افقی را دارا هستند (امینی و همکاران). محدوده کانسار زیدر در اثر عملکرد یک گسل اصلی که می‌توان آن را شاخه‌ای از گسل میامی در نظر گرفت شکسته شده و بصورت چین خورده در آمده است. این گسل روند جنوب غرب-شمال شرق دارد که بصورت طولی واحدها را جابجا کرده و رخنمون واحدهای سنگ‌شناسی را از سطح دشت همجوار بالاتر آورده است. همچنین وجود گسل‌هایی با روند عمود بر روند فوق ذکر (بطور شمالی-جنوبی) باعث جابجایی عرضی واحدها، گم شدن و یا برگشتگی آنها شده است. بطور کلی منطقه توسط عملکرد گسل‌ها دچار بهم ریختگی زیادی شده است در شکل (۳-۱۰) به مواردی از گسلش در منطقه معدنی اشاره شده است. مهم‌ترین گسل مشاهده شده میزبان ماده معدنی را تحت تأثیر قرار داده است

بطوری که باعث قطع کانه‌زایی شده است تحت تأثیر این گسل واحد کنگلومرا به واحد مارنی برخورد می‌کند و مرز پایانی واحد توفی (در بر گیرنده ماده معدنی) می‌باشد. همچنین وجود دره گسلی در نزدیکی این گسل اصلی که واحد آهک نخودی رنگ را به صورت قائم و عرضی جابجا کرده و این واحد را ناپدید می‌کند. در واحدهای ماسه‌سنگی و آهکی نیز مواردی از آینه‌های گسلی دیده می‌شود.



شکل ۳-۱۰) **A** آینه گسلی در واحد آهکی (**B**) نمایی از دره گسلی در مسیر آبراهه که باعث جابجایی قائم و عرضی واحد آهکی شده است (**C**) مرز گسله بین کنگلومرای قرمز و مارن که محل پایان کانه‌زایی می‌باشد.

فصل چهارم
کانه زایی و دگرسانی

۴-۱- مقدمه

محدوده معدنی زیدر در انتهای شمالی پهنه ایران مرکزی و زیرپهنه سبزوآر قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر زیرشاخه‌ای از گسل میامی بصورت چین‌خورده در آمده و بالاتر از دشت همجوار قرار گرفته است. ماده معدنی عمدتاً بصورت استراتی‌فرم و هم‌شیب با سایر لایه‌ها و بصورت عدسی شکل در واحد توف و مارن قرار گرفته است. کانه اصلی مگنتیت و هماتیت، پیریت و به میزان کمتر گوتیت و لیمونیت می‌باشد. همچنین با توجه به مشاهدات صحرایی، مقاطع میکروسکوپی و آنالیزهای XRD انجام شده دگرسانی آرژلیک، سرسیتی، سیلیسی، کربناتی و کلریتی در محدوده کانسار قابل تشخیص می‌باشند. همچنین دگرسانی اکسیدهای آهن (هماتیتی و لیمونیتی شدن) مشاهده می‌شود.

۴-۲- کانه‌زایی

ماده معدنی بصورت استراتی‌فرم و بصورت عدسی شکل و هم‌روند با سایر واحدها (شمال شرق به جنوب غرب) در داخل واحد توف و مارنی قرار گرفته است که لایه‌بندی در مقیاس نمونه دستی و بزرگتر قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴-۱). ضخامت و گسترش ماده معدنی خیلی زیاد نیست. وجود یک گسل باعث قطع کانه‌زایی شده است که واحد توف در محل برخورد کنگلومرا و مارن ناپدید شده است. کانه‌زایی به صورت اولیه، ثانویه و سوپرژن می‌باشد. کانه اصلی مگنتیت می‌باشد فاز اولیه کانه‌زایی را شامل می‌شود و بصورت رنگ قرمز تیره مایل دیده می‌شود. هماتیت اولیه بصورت دانه‌های پراکنده خودشکل در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. هماتیت ثانویه از مگنتیت، تحت فرآیند مارتیتی شدن تشکیل شده است. هماتیت در مرحله دیاژنز نیز در طی جانشینی از پیریت تشکیل شده که بعداً در طی مرحله سوپرژن به گوتیت تبدیل شده است. گوتیت بطور کلی یا در مرحله دیاژنز جانشین پیریت شده است یا در مرحله سوپرژن با آبگیری هماتیت تشکیل شده است. لیمونیت در مقادیر کمتر تحت فرآیندهای سوپرژن تشکیل شده‌اند. پیریت بصورت دانه‌های پراکنده در

مقاطع میکروسکوپی و بصورت بلورهای ریز همراه سنگ آهن در نمونه‌های دستی دیده می‌شود که تشکیل آن در مرحله اولیه کانه‌زایی صورت گرفته است و پس از آن تنها به صورت بافت باقی‌مانده مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۱: ارتباط ماده معدنی و مارن و توف که بصورت لایه‌ای هم‌شیب می‌باشد

۴-۳- دگرسانی

دگرسانی بطور شاخص یک فرآیند شستشوی پایه می‌باشد که توسط نسبت کاتیون‌های فلزی به یون هیدروژن در محلول دگرسان‌کننده کنترل می‌شود (هملی و جونز^۱، ۱۹۶۴). آلتراسیون یا دگرسانی عبارت است از هرگونه تغییر در ترکیب شیمیایی، ترکیب کانی‌شناسی و تغییرات بافتی که تحت تأثیر و عملکرد فرآیندهای فیزیکوشیمیایی و به ویژه فعالیت محلول‌های هیدروترمالی رخ می‌دهد. واکنش بین سیالات و سنگ‌های دیواره تا زمان به تعادل رسیدن آن‌ها با یکدیگر ادامه پیدا می‌کند و نتیجه این واکنش به وجود آمدن غشای دگرسان

¹ Hemley and Jones

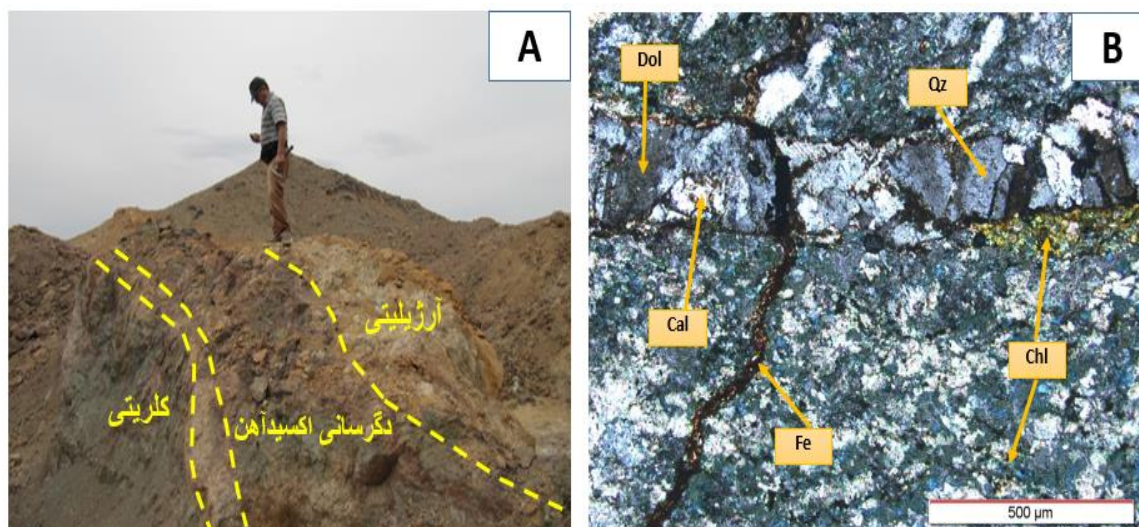
در سنگ‌های دیواره توده‌های معدنی است (شهاب‌پور، ۱۳۹۰). مؤثرترین عوامل کنترل‌کننده واکنش‌های دگرسانی دما، فشار، فراوانی، ترکیب شیمیایی، رفتار دینامیکی سیال و میزان واکنش‌پذیری سنگ درونگیر می‌باشد (مک میلان و پانتلیف^۱، ۱۹۹۰). دگرسانی اغلب به عنوان راهنمای مفید جهت راهیابی به کانی‌سازی عمیق و پنهان به شمار می‌رود و در مواردی نیز محتوی مقادیر ارزشمندی از عناصر مهم می‌باشد.

۴-۳-۱- دگرسانی کلریتی شدن

گسترده‌ترین دگرسانی در منطقه دگرسانی کلریتی در واحد توف و مارن می‌باشد. کلریتی شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های غنی از Fe و Mg ایجاد می‌شود و در اثر این فرآیند سنگ ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کند (گالی^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). طبق نظر اوانس (۱۹۹۲) کلریتی شدن در طی آلتراسیون کانی‌های مافیک موجود در سنگ و یا به واسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمابی و یا وقوع این دو پدیده با هم ناشی می‌شود. دگرسانی کلریتی شدن در واحد توفی گسترش زیادی دارد و به رنگ سبز قابل مشاهده می‌باشد. کانی مشخصه این دگرسانی کلریت می‌باشد که در زیر میکروسکوپ به رنگ‌های سبز و آبی قابل رؤیت می‌باشد. رنگ آبی مشخصه کلریت غنی از آهن و رنگ سبز مربوط به کلریت غنی از منیزیم می‌باشد (شکل ۴-۲).

¹ McMillan

² Galli



شکل ۴-۲: (A) دگرسانی کلریتی در محل کانه‌زایی در مقیاس ماکروسکوپی (B) نمایی از دگرسانی کلریتی در مقاطع میکروسکوپی توف که کلریت به رنگ سبز و آبی مشخص است همچنین دگرسانی کربناتی بصورت رگه‌های کلسیتی و نیز آغستگی به اکسید آهن در کنار رگه کوارتز-کربناتی به رنگ قهوه‌ای و نارنجی نیز قابل مشاهده می‌باشد رگه ثانویه اکسید آهن این رگه را قطع کرده است. پلاژیوکلاز (Pl)، کوارتز (Qz)، کلریت (Chl)، کلسیت (Cal)، دولومیت (Dol)، اکسید آهن (Fe)

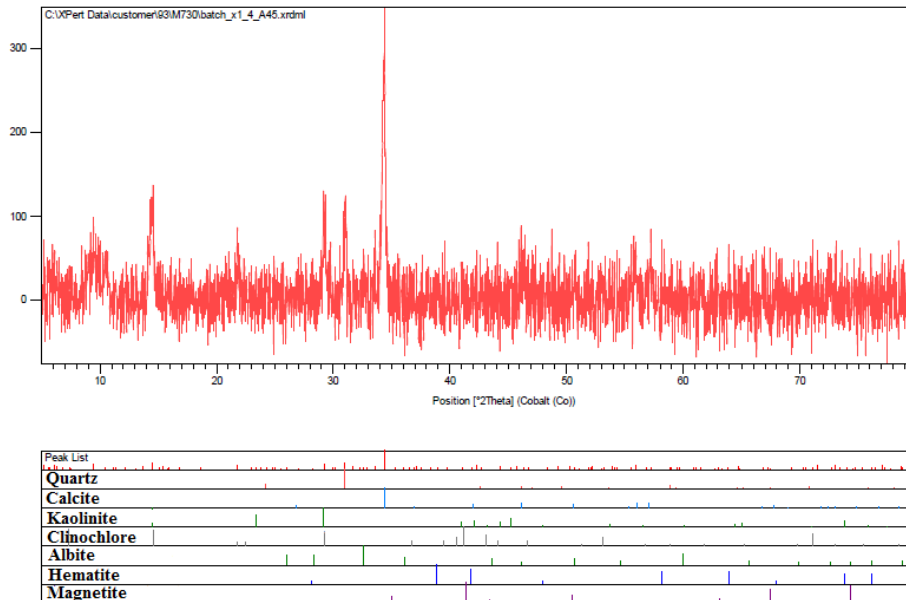
۴-۳-۲- دگرسانی آرژیلیتی

هیدرولیز سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار در محیط اسیدی به تشکیل کانی‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شوند (مونتوی و هملی،^۱ ۱۹۷۵). کانی‌های رسی جایگزین پلاژیوکلاز و کانی‌های سیلیکاته مافیک می‌شوند. این دگرسانی بر اساس شدت به دو نوع آرژیلیتی پیشرفته و متوسط تقسیم می‌شود. این دگرسانی به دلیل دارا بودن کانی‌های رسی با رنگ روشن در واحد مارن و همراه با کانه‌زایی قابل مشاهده است (شکل ۴-۲-۴-۳). با توجه به وجود کانی‌های رسی مانند ایلیت، کائولینیت و مونت موریلونیت در نتایج حاصل از آنالیزهای XRD نمونه‌های گرفته شده از منطقه (کانسنگ و نمونه توفی) و همچنین تبدیل پلاژیوکلازها و فلدسپات پتاسیم به کانی‌های رسی، سرسیت و کلسیت که در مقاطع نازک به خوبی مشهود است دگرسانی آرژیلیتی متوسط مورد تأیید می‌باشد (شکل ۴-۴).

¹ Montoya and Hemley



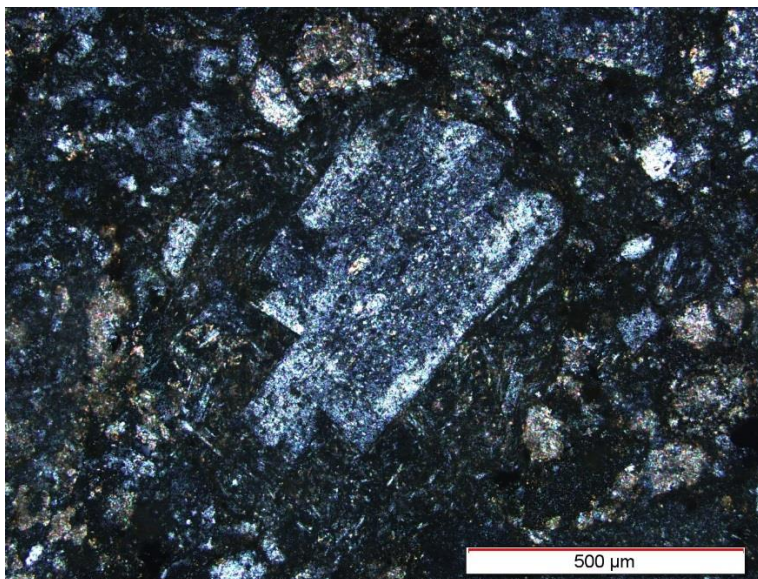
شکل ۴-۳- دگرسانی آرژیلیتی و آغشتگی به آهن و مواد آلی در منطقه



شکل ۴-۴- طیف XRD مربوط به شناسایی کانی‌های کائولینیت و آلبیت و کلینوکلر که بیانگر دگرسانی آرژیلیک می‌باشد همچنین در سایر طیف‌ها مونت موریلونیت و ایلیت نیز شناسایی شده‌اند.

۴-۳-۳- دگرسانی سرسیتی

این نوع دگرسانی نتیجه انحلال کامل و خارج شدن کاتیون‌های Na, Ca, Mg و باقی ماندن کاتیون K در سستم می‌باشد. در طی دگرسانی سرسیتی، فلدسپات‌های اولیه موجود در سنگ به کانی سرسیت تبدیل شده و باعث تشکیل بلورهای ریزدانه و پراکنده سرسیت بر روی بلورهای درشت فلدسپات می‌شود (لاگاست^۱، ۲۰۰۹). این دگرسانی نشان‌دهنده محیط اسیدی بوده و در کانسار زیدر در کمر بالا (واحد کنگلومرای) و نیز واحد ماسه‌سنگی به فراوانی و بصورت تبدیل کامل یا بخشی از پلاژیوکلازها به کانی سرسیت قابل تشخیص می‌باشد. در واقع پلاژیوکلازها مهم‌ترین کانی‌هایی هستند که تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۵)

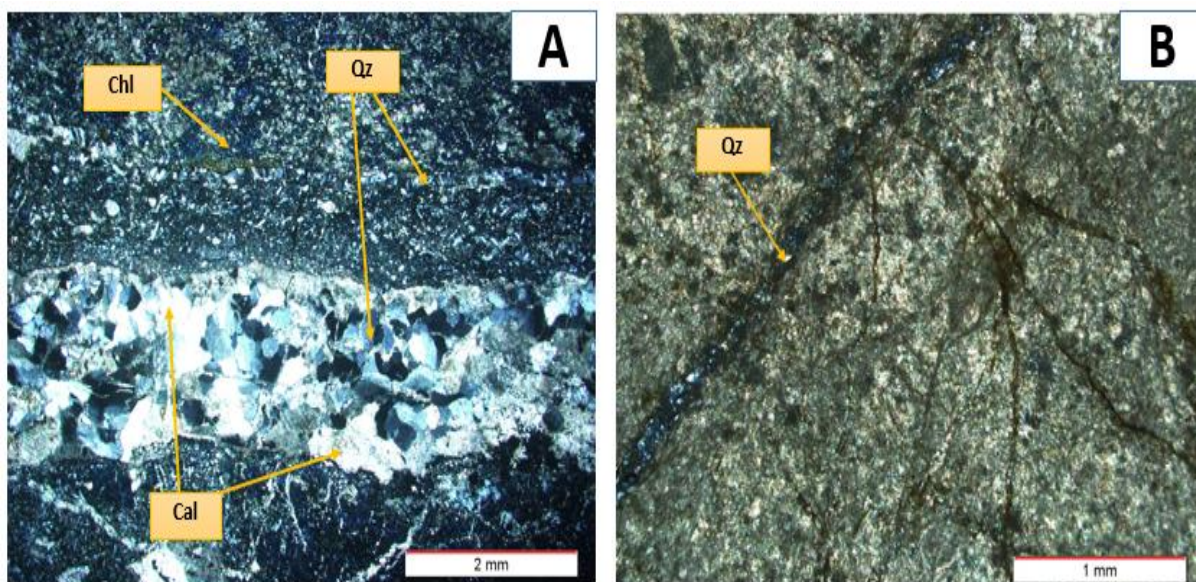


شکل ۴-۵: دگرسانی سرسیتی با تبدیل پلاژیوکلازها به سرسیت در مقطع میکروسکوپی ماسه‌سنگ.

¹ Lagast

۴-۳-۴- دگرسانی سیلیسی

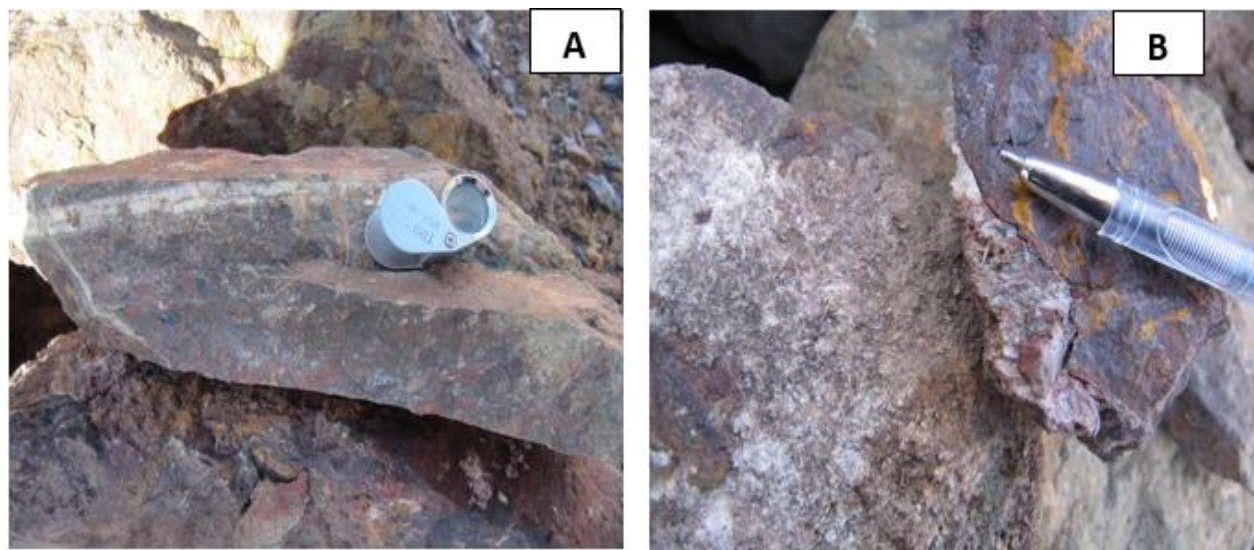
این دگرسانی نتیجه هجوم سیالات غنی از سیلیس و بصورت رگچه‌هایی از سیلیس و افزایش نسبت کوارتز و یا سیلیس نهان‌بلور در سنگ‌های دگرسان شده است (اوانز، ۱۹۹۳). سیلیسی شدن از طریق محلول‌های گرمابی و ماگمایی غنی از سیلیس یا انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ و یا در طی دگرسانی‌ها رخ می‌دهد. فرآیند سیلیسی شدن در محدوده وسیعی از تغییرات دما و بخار آب صورت می‌گیرد ولی بیشتر شاخص محیط و سیال اسیدی است. بطوریکه تحت تأثیر سیال هیدروترمالی اسیدی با سیلیس فراوان، کوارتز به صورت رگچه‌ای و بصورت رشد مجدد در زمینه سنگ و به حالت بافت اسفرولیتی دیده می‌شود (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶: (A) دگرسانی سیلیسی به صورت رگه کوارتز و رگه کوارتز-کربناتی در توف سبز. (B) رگه سیلیسی در
اهک‌های تخریبی

۴-۳-۵- دگرسانی کربناتی

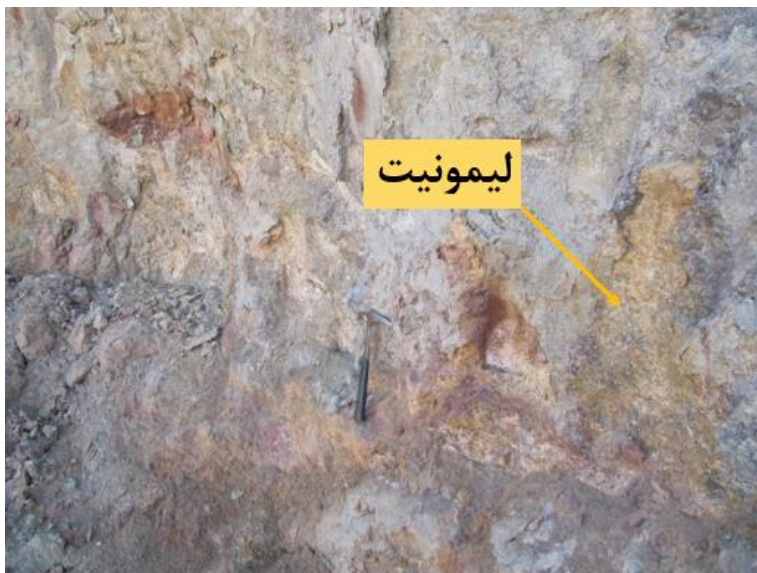
کربناتی شدن یک دگرسانی رایج برای تشکیل انواع کانی‌های کربناته است که رایج‌ترین آن‌ها کلسیت، آنکرایت و دولومیت می‌باشد. این دگرسانی در مواد کربناتی در منطقه امری عادی است زیرا در محلول‌های منطقه حل شده و با تغییر pH این مواد، باعث رسوب کربنات کلسیم در سنگ‌های دیگر شده و تشکیل کلسیت ثانویه درشت‌بلور را داده است. کربناتی شدن در منطقه عمدتاً با وجود رگه، رگچه‌های فراوان کلسیت در امتداد شکستگی‌ها و نیز لایه‌های کلسیت همراه با ماده معدنی نمود دارد. منشأ کلسیت می‌تواند از سیالات گرمابی و هم از تجزیه پلاژیوکلازهای موجود در متن سنگ باشد (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷: نمایی از دگرسانی کربناته (A) رگه کلسیتی در ماده معدنی (B) کنتاکت ماده معدنی و بلورهای درشت کلسیت

۴-۳-۶- دگرسانی لیمونیتی شدن

این دگرسانی در منطقه به صورت ثانویه و در اثر هوازدگی ایجاد شده است. لیمونیتی شدن تقریباً همیشه با بخش‌های کانی سازی شده همراهی می‌کند. مهمترین عامل در گسترش شدت دگرسانی، تکتونیک و سیالات گرمابی می‌باشد (شکل ۴-۸)



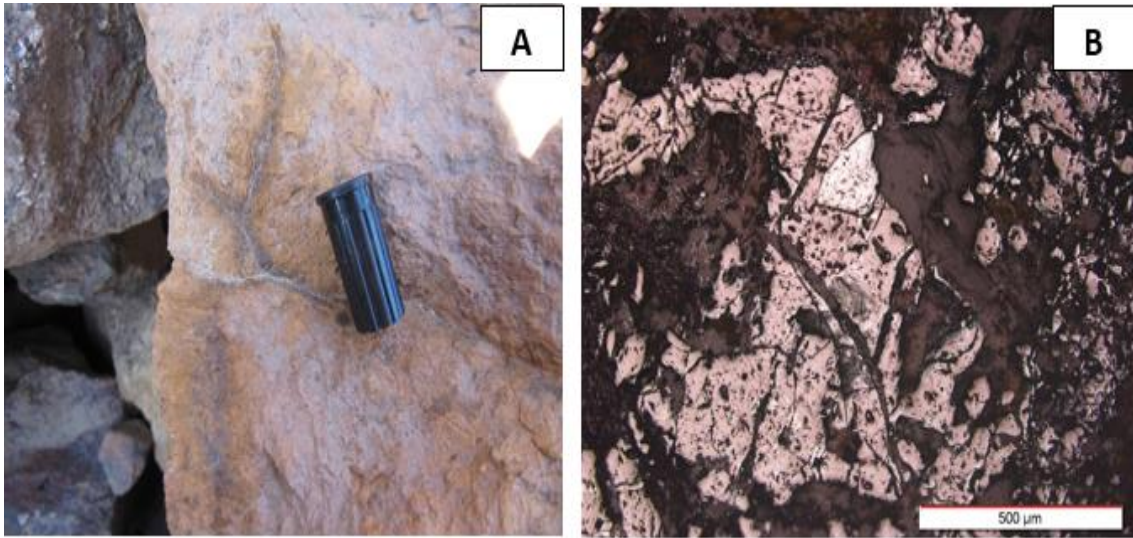
شکل ۴-۸) نمایی از دگرسانی لیمونیتی در منطقه

۴-۳-۷- دگرسانی هماتیتی شدن

هماتیتی شدن در منطقه بصورت تبدیل مگنتیت و گوتیت به هماتیت و نیز در امتداد شکستگی‌های میزبان صورت گرفته‌است. طبق نظر (کریگ و وقان^۱، ۱۹۸۱) در میان بافت‌های حاصل از جانشینی، بافت مخصوصی وجود دارد که در اثر جانشین شدن مگنتیت توسط هماتیت در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تشکیل می‌شود که به آن مارتیتی شدن می‌گویند. در مقاطع میکروسکوپی اغلب پدیده مارتیتی شدن همراه با مگنتیت مشاهده می‌شود این نوع دگرسانی به عنوان یک فرآیند بعد از تشکیل در نظر گرفته می‌شود که در اثر افت درجه حرارت ایجاد می‌شود (رامدور^۲، ۱۹۸۰) (شکل ۴-۹).

¹ Craig and Vaughan

² Ramdohr



شکل ۴-۹ (A) دگرسانی هماتیته در امتداد شکستگی‌ها (B) هماتیته و مارتیتی شدن بصورت تبدیل کانی مگنتیت به هماتیت از لبه‌ها و شکستگی‌های کانی مگنتیت

فصل پنجم

کافی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی

پاراژسیکی

۵-۱- مقدمه

ساخت و بافت مواد معدنی‌ای که دارای منشأهای متفاوتی هستند با یکدیگر تفاوت دارد و مطالعه آنها در حل مسایل منشئی ما را یاری می‌دهد (شهاب پور، ۱۳۹۰). کانی‌شناسی و تشخیص پاراژنز، بافت و ساخت کانی‌ها از مهم‌ترین پارامترهای شناسایی ویژگی‌های محیط تشکیل هر کانسار می‌باشد و نیز به فرآوری و کانه‌آرایی کانسار کمک می‌کند. بدون شک کلیه فرآیندهایی که منجر به تشکیل یک ذخیره می‌شوند عموماً توسط مجموعه‌ای از فرآیندهای کانه‌زایی به وجود می‌آیند که پی‌درپی و به مرور زمان اتفاق می‌افتند، بصورتی که یک فرآیند موجب از بین رفتن آثار و پدیده‌های قبلی شده و در نتیجه برای بازسازی مجموعه شرایط ایجاد شده در یک مجموعه کانی‌سازی بایستی به مطالعه خصوصیات فیزیکی و شیمیایی فازهای مختلف کانیایی پرداخت که این مهم تنها با مطالعه میکروسکوپی کانه‌ها و پاراژنهای حاکم بر آنها صورت می‌گیرد. با هدف بررسی شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تغییر پاراژنز در مراحل تبلور و تشخیص تعداد مراحل کانی‌سازی منطقه، تعداد ۴۰ مقطع نازک از واحدهای پیموده شده در منطقه، ۱۰ مقطع نازک صیقلی و ۱۵ مقطع صیقلی (کانسنگ و نمونه توفی) تهیه گردید و همچنین ۷ نمونه (کانسنگ و نمونه توفی) با روش XRD مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج حاصل در این فصل بیان می‌شود.

۵-۲- کانی‌شناسی

آهن در طبیعت به شکل‌های ترکیبی مانند اکسید، سولفور یا سولفید، کربنات، سیلیکات و غیره یافت می‌شود و عملاً تمامی سنگ‌های پوسته زمین به استثنای بعضی سنگ‌های آهنی حاوی مقداری آهن هستند. ماده معدنی در کانسار آهن زیدر عمدتاً از مگنتیت، هماتیت و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت و لیمونیت) می‌باشد. پیریت به مقدار به صورت بافت باقی‌مانده وجود دارد. باطله‌های اصلی کلسیت، کوارتز و ژیپس و کلریت می‌باشند.

۵-۲-۱- کانی‌های اصلی

کانی‌های اصلی شناسایی شده عبارتند از:

الف) مگنتیت

ب) هماتیت

ج) پیریت

د) گوتیت

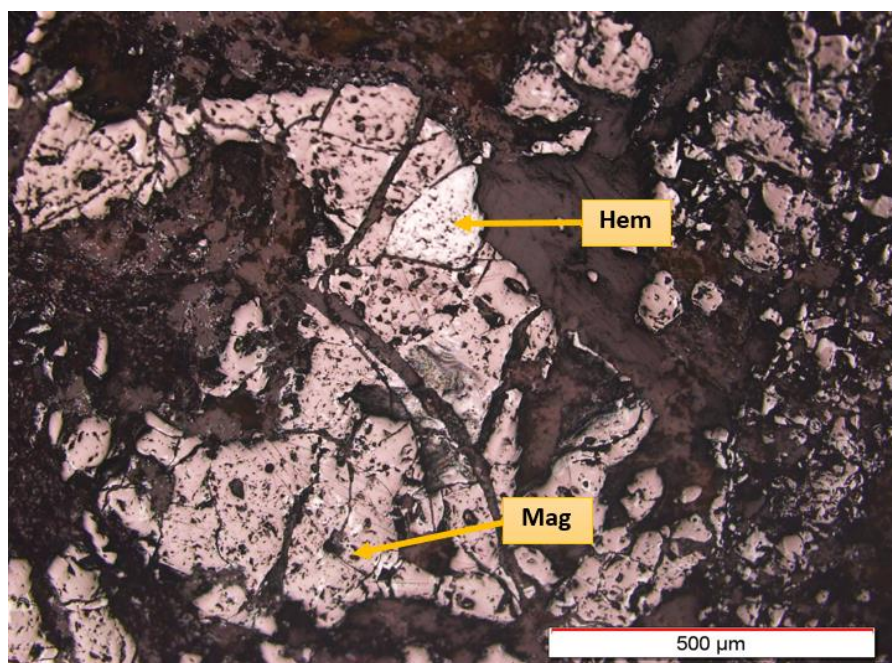
ه) لیمونیت

۵-۲-۱-۱- مگنتیت

مگنتیت بیشترین حجم کانسنگ را به خود اختصاص داده است. این کانه با رنگ سیاه و خاصیت مغناطیسی خوبی که دارد به راحتی قابل تشخیص می‌باشد. در زیر میکروسکوپ کانی‌های مگنتیت، غالباً بافت توده‌ای دارند و بصورت بلورهای بی‌شکل هستند. در صحرا و نمونه دستی به صورت لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۵-۱). مگنتیت در محیط هوازدگی به آسانی به هماتیت، لیمونیت، گوتیت و هیدروکسیدهای آهن دگرسان می‌شود. مارتیتی شدن به‌عنوان یک پدیده بعد از تشکیل کانسنگ نوع خاصی از پدیده جانیشینی است که در طی آن، مگنتیت در امتداد سطوح (۱۱۱) توسط هماتیت جانشین می‌شود. در مطالعه مقاطع میکروسکوپی کانسار مورد مطالعه، این پدیده به‌صورت تبدیل مگنتیت از حاشیه و در محل شکستگی‌ها به هماتیت مشخص می‌شود (شکل ۵-۱).

۵-۲-۱-۲- هماتیت

هماتیت دومین کانه مهم کانسار زیدر را تشکیل می‌دهد. بر اساس نظر هاینس^۱ و همکاران (۱۹۹۵) برای تشکیل هماتیت در قسمت‌های فوقانی حضور اکسیژن ضروری است و فوگاسیته اکسیژن باید افزایش یابد. برای این منظور آب‌های جوی اکسیدان به عنوان بهترین منبع خارجی تأمین‌کننده اکسیژن با پرخش در بخش‌های فوقانی ذخیره می‌توانند کانسار را اکسید کنند (رادمور، ۱۹۸۰). در مطالعات میکروسکوپی با توجه به بافت‌های موجود، هماتیت‌ها غالباً ثانویه هستند و جانشین مگنتیت و در مواردی پیریت شده‌اند. جانشینی مگنتیت توسط هماتیت در اثر فرآیند مارتیتی شدن و در امتداد شکستگی‌ها و مرز کانی رخ می‌دهد (شکل ۵-۱). هماتیت در محیط هوازدگی پایدار بوده و معمولاً توسط هوازدگی بوجود می‌آید.



شکل ۵-۱: تصویر میکروسکوپی از کانی مگنتیت و هماتیت

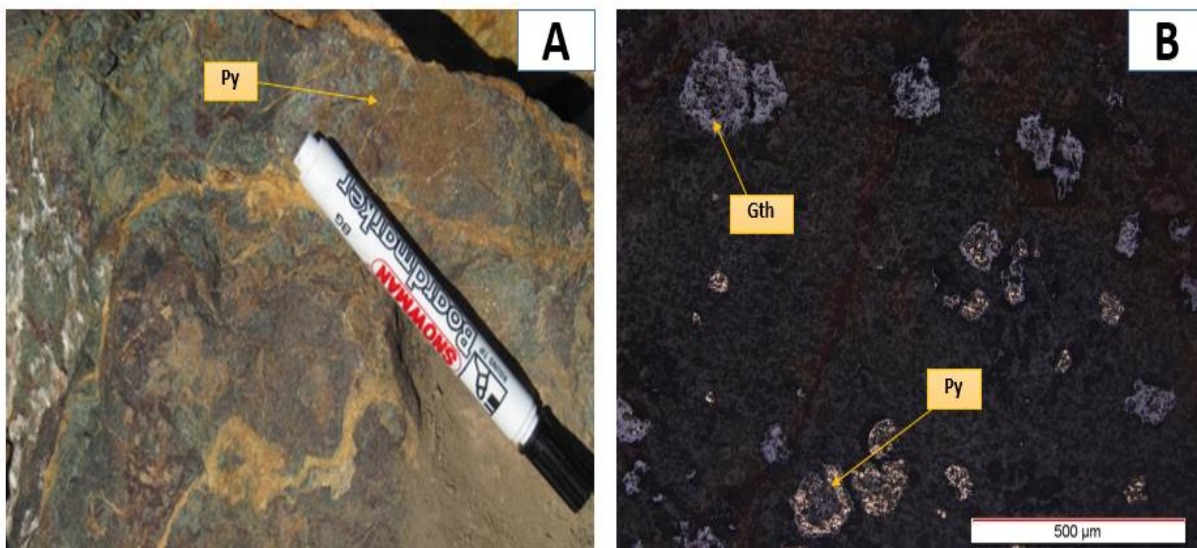
^۱ Haynes

۵-۲-۱-۳- پیریت

این کانی به صورت بلورهای ریزدانه شکل دار تا نیمه شکل دار بوده که در اثر فرآیندهای هوازدگی و محلول-های اکسیدان به هماتیت و هیدروکسید آهن (گوتیت) تبدیل شده است و در مقاطع میکروسکوپی به صورت آثار باقی مانده همراه گوتیت دیده می‌شود (شکل ۵-۲-۵). در نمونه‌های دستی همراه با ماده معدنی به صورت بلورهای دانه‌ریز و بصورت جزئی قابل مشاهده است. وجود دانه‌های سولفیدی در میان کانی‌های اکسیدی ذخیره وجود فاز احیایی اولیه را قبل از فاز اکسیدی تشکیل دهنده کانسار بازگو می‌کند (دولتشاهی، ۱۳۹۰).

۵-۲-۱-۴- گوتیت

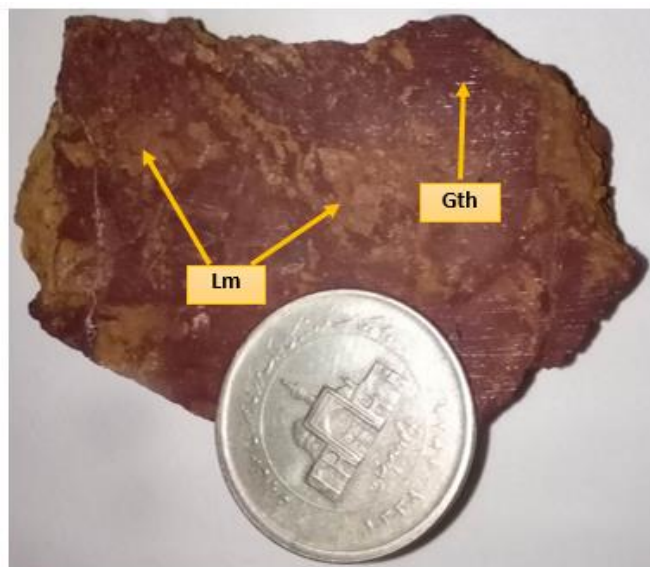
گوتیت دارای فرمول شیمیایی $FeO.OH$ می‌باشد و در سیستم ارترومبیک متبلور می‌شود. دارای رنگ زرد متمایل به قهوه‌ای است و شدت بازتابش ضعیفی دارد و سختی صیقلی آن کمتر از هماتیت است. گوتیت از هیدروکسیدهای آهن و یک کانی ثانویه است و از اولین فرآورده‌های هوازدگی در کانسار می‌باشد. در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت جانشینی و همچنین داربستی (در اثر تبدیل هماتیت) می‌باشد (شکل ۵-۲-۵). گوتیت توسط هوازدگی و یا دگرسانی کانی‌های حاوی آهن نیز ایجاد می‌شود. بر اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی دچار انحلال می‌شوند و در نتیجه یون گوگرد آن‌ها از محیط خارج و هیدروکسید آهن بر جای می‌ماند (رامدور، ۱۹۸۰).



شکل ۵-۲ (A) بلورهای دانه ریز پیریت همراه با ماده معدنی و توف. (B) بلورهای نیمه شکل‌دار و شکل‌دار پیریت که توسط گوتیت جانشین شده‌اند.

۵-۱-۲-۵- لیمونیت

اکسید آهن آبدار به رنگ زرد تا قهوه‌ای که در قسمت‌های اکسیدان و بخش‌های سطحی معدن دیده می‌شود (شکل ۵-۳).



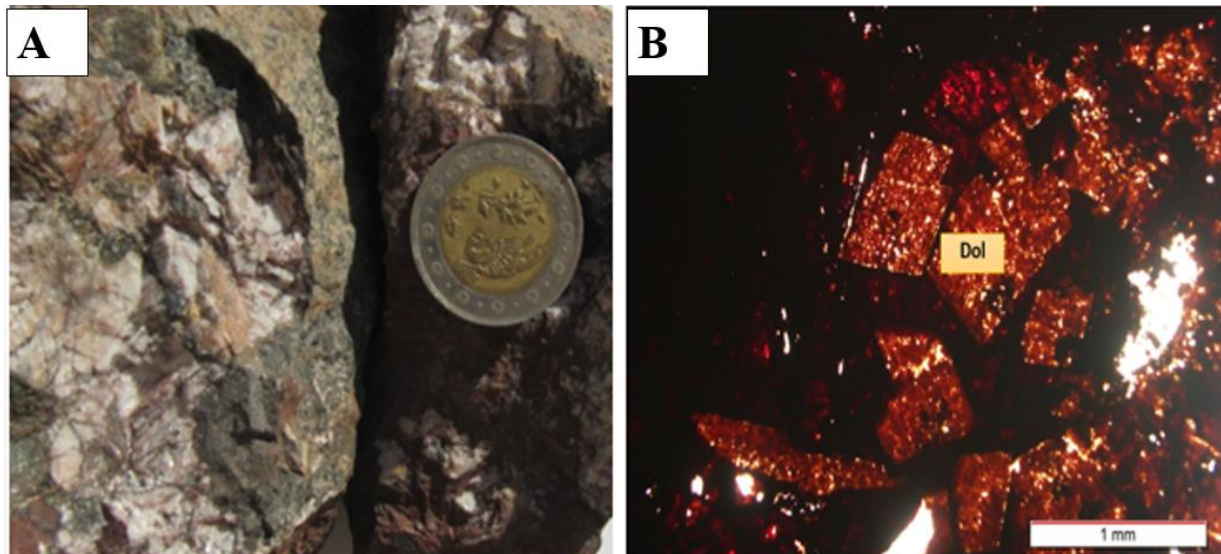
شکل ۵-۳: نمایی از حضور لیمونیت و گوتیت در کانسار آهن زرد

۵-۲-۲- کانی‌های باطله

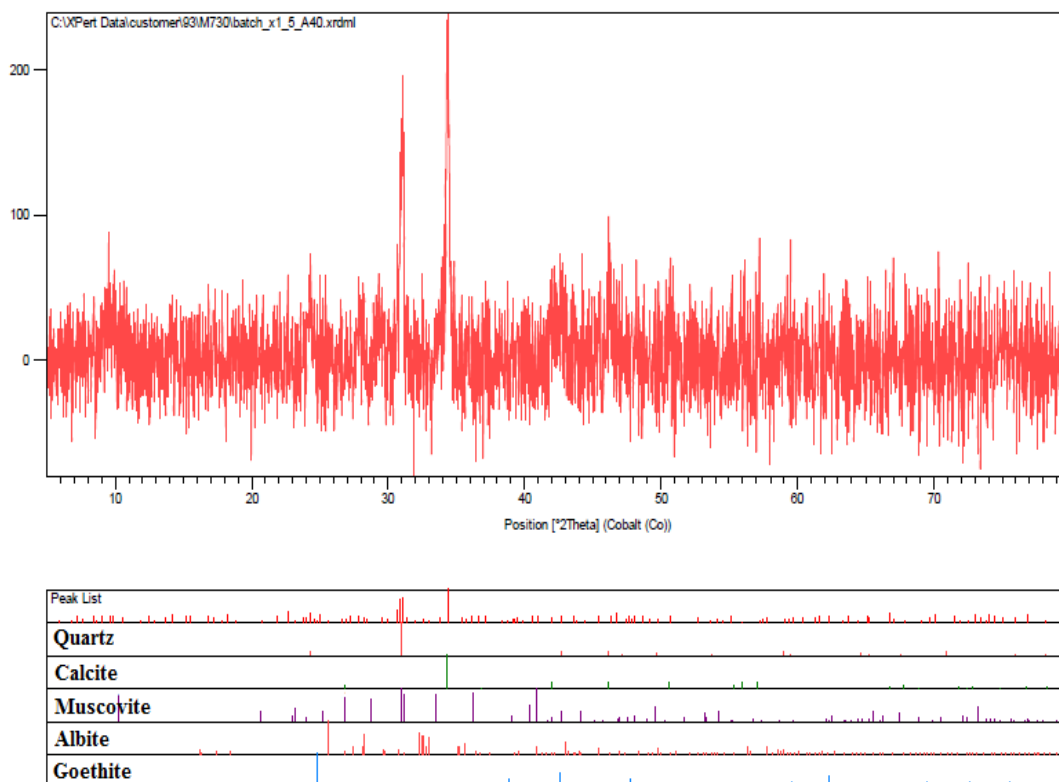
باطله‌ها در کانسار آهن زیدر شامل کلسیت، کلریت، سیلیس، ژیپس و کانی‌های رسی می‌باشند.

۵-۲-۲-۱- کلسیت و دولومیت

کانی کلسیت از اصلی‌ترین باطله‌های کانسار زیدر می‌باشد که به صورت رگه‌های ثانویه درشت بلور در ماده معدنی وجود دارد که این رگه‌ها بدلیل آغشتگی به آهن تغییر رنگ دارد و به رنگ کرم تا زرد دیده می‌شوند. همچنین در برخی نمونه‌های معدنی کلسیت به صورت لایه‌ای روی ماده معدنی قرار گرفته است (شکل ۴-۵-۱). همچنین کانی دولومیت نیز در مقاطع دیده می‌شود که شکل (۴-۵-۲) بلورهای دولومیت آغشته به آهن را نشان می‌دهد. در تمام نمونه‌های معدنی مطالعه شده توسط پراش اشعه ایکس (XRD)، کانی کلسیت با فراوانی نسبتاً بالا تشخیص داده شده است (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵ (A) همراهی کلسیت با مگنتیت. (B) بلورهای رومبوندر دولومیت که در اثر آغشتگی به آهن به رنگ قرمز دیده می‌شوند.



شکل ۵-۵) طیف (XRD) مربوط به کانی کلسیت و کوارتز که فراوانی بالایی نشان می‌دهند.

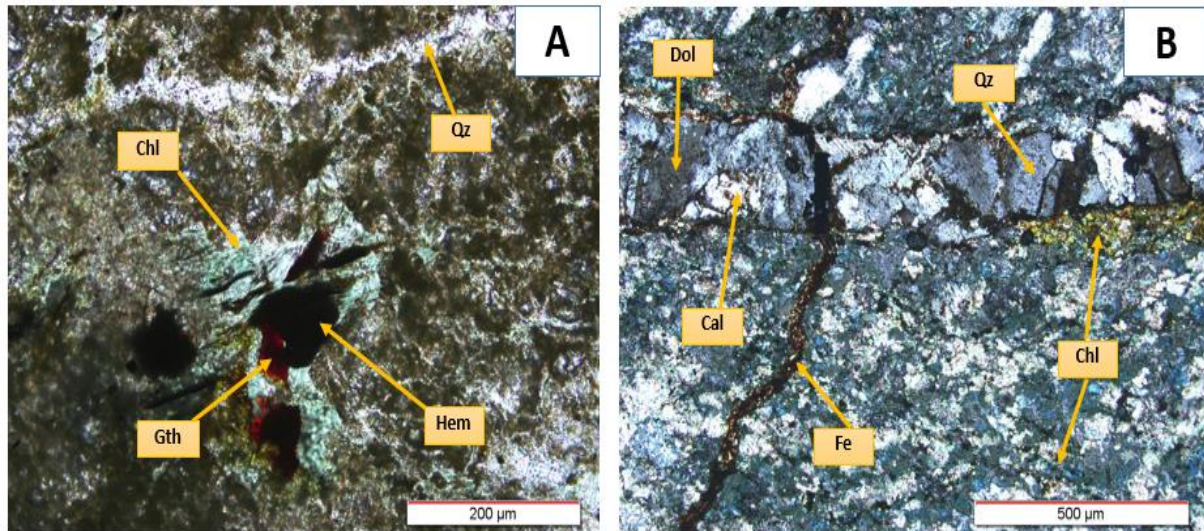
۵-۲-۲-۲-۲-۵- کلریت

کلریت نیز از اصلی‌ترین باطله‌های کانسار آهن زیدر می‌باشد که در نمونه‌های معدنی و توفی (میزبان) حجم قابل توجهی از مقاطع را دربر می‌گیرد. کلریت محصول دگرسانی کلریتی است. در بررسی‌های صحرایی، مقاطع میکروسکوپی، کلریت قابل تشخیص و شناسایی می‌باشد (شکل ۵-۶).

۵-۲-۲-۳-۲-۵- سیلیس

کوارتز به عنوان کانی اصلی سیلیس یکی از باطله‌هایی است که ماده معدنی را در کانسار همراهی می‌کند. در کانسار زیدر، کوارتز علاوه بر زمینه کانسنگ، رگه-رگچه‌های تکتونیکی را نیز پر کرده است. در برخی از

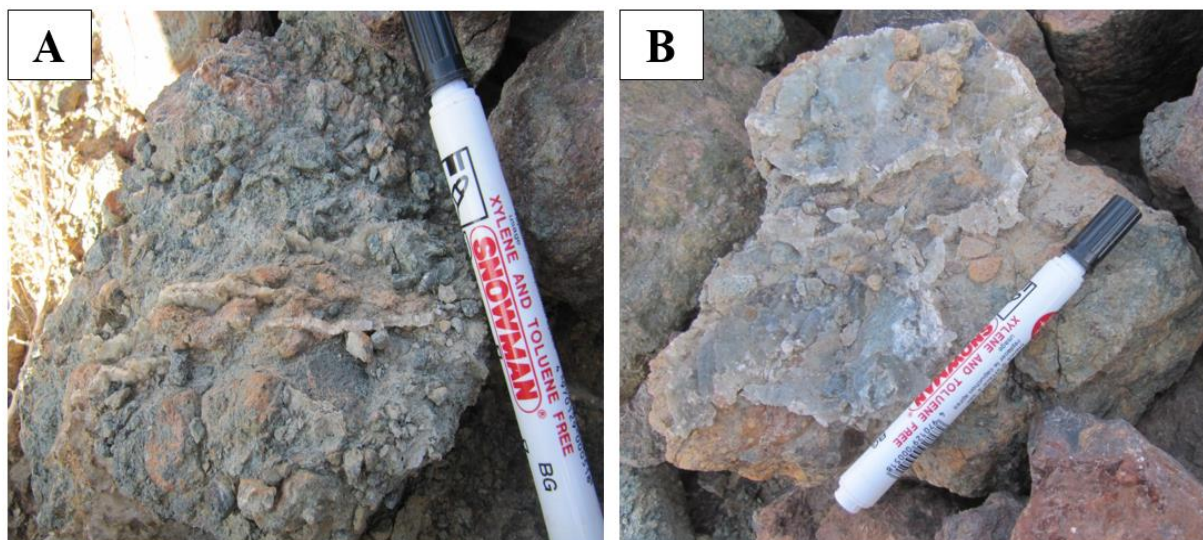
شکستگی‌ها، کلسیت و کوارتز به صورت رگه در کنار هم حضور دارند (شکل ۵-۶). همراهی کلسیت و کوارتز در رگه‌های کوارتز-کربنات مربوط به یک فاز تأخیری است (وکیلی نوش‌آبادی، ۱۳۹۳). همچنین کانی کوارتز در نتایج حاصل از روش پراش اشعه ایکس (XRD)، قابل شناسایی بوده که در بعضی موارد فراوانی بالایی نشان می‌دهد (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۶ (A) کانی کلریت به همراه کانی مگنتیت و گوتیت. (B) حضور فراوان کانی کلریت به رنگ آبی و سبز در زمینه توف همراه با رگه کوارتز-کلسیت آغشته به آهن و رگه اکسید آهن.

۵-۲-۲-۴- ژپیس

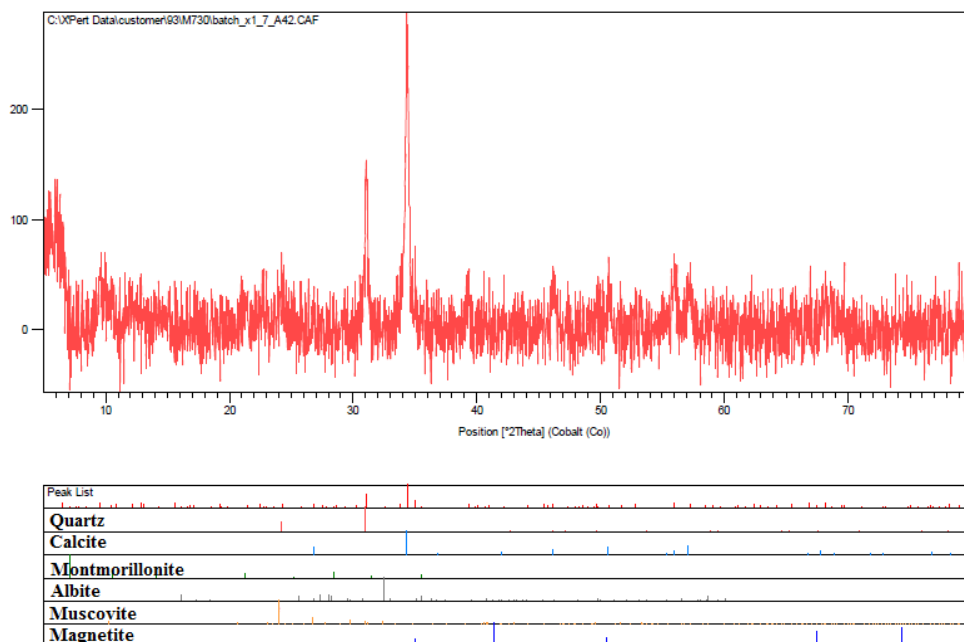
ژپیس نیز به عنوان یکی از باطله‌های کانسار آهن زیدر محسوب می‌شود. شکل لایه‌ای ژپیس همراه توف‌های میزبان ماده معدنی مربوط به مراحل اولیه کانه‌زایی است. همچنین در مراحل هوازدهی به صورت قشری بر روی توف‌ها مشاهده می‌شود. از طرفی بلورهای پراکنده ژپیس در منطقه نشانه تشکیل در زمان حال می‌باشد (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷: (A) لایه نازکی از ژپس درون توف. (B) کانی ژپس به صورت قشری سطح توف را پوشانده است.

۵-۲-۲-۵- کانی‌های رسی

کانی‌های رسی سیلیکات‌های آبدار با ساختمان لایه‌ای یا ورقه‌ای هستند. کانی‌های رسی نیز به مقدار فراوان در کانسار آهن زیدر به همراه کوارتز و کلسیت و ژپس دیده می‌شوند. نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD) حضور کانی‌های رسی از جمله کائولینیت، مونت موریلونیت، ایلیت، کلینوکلر و کلریت را نشان می‌دهد (شکل ۵-۸). کائولینیت در خاک‌های اسیدی و جایی که شستشو شدید باشد تشکیل می‌شود که تمام کاتیون از سنگ خارج شده و مقداری سیلیس و آلومینیوم باقی مانده که تشکیل کائولینیت می‌دهد. مونت موریلونیت محصول شرایط آب‌شویی متوسط و هوازدگی است. ایلیت نیز در شرایط آب‌شویی محدود تشکیل می‌شود. کانی‌های رسی در نتایج مربوط به آنالیز پراش اشعه ایکس شناسایی شده که محصول دگرسانی آرژیلیتی می‌باشند.



شکل ۵-۸) طیف (XRD) مربوط به حضور کانی رسی مونت موریلونیت همراه با ماده معدنی مگنتیت. در سایر طیف‌های ارائه شده در پایان‌نامه، کانی‌های کائولینیت، کلینوکلر و ایلیت نیز مشاهده می‌شوند.

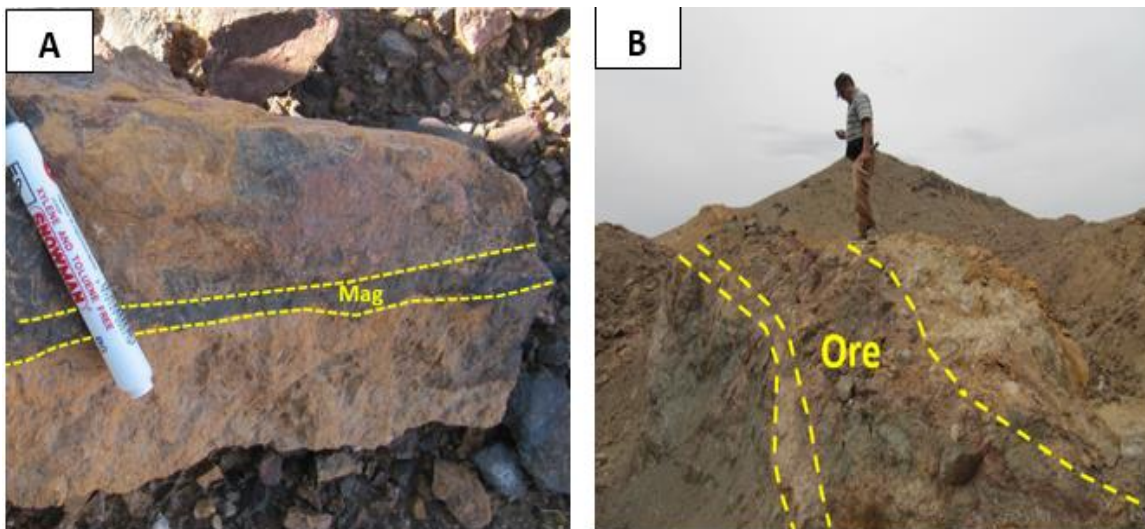
۵-۳- ساخت و بافت کانسنگ

بر اساس مشاهدات صحرایی، نمونه دستی و میکروسکوپی انواع ساخت و بافت شناسایی شده در کانسار عبارتند از:

مهم‌ترین ساخت‌ها: لایه‌ای، عدسی و مهم‌ترین بافت‌ها: دانه‌پراکنده، توده‌ای، جانشینی، کلوفرمی و داربستی.

۵-۳-۱- ساخت لایه‌ای و عدسی

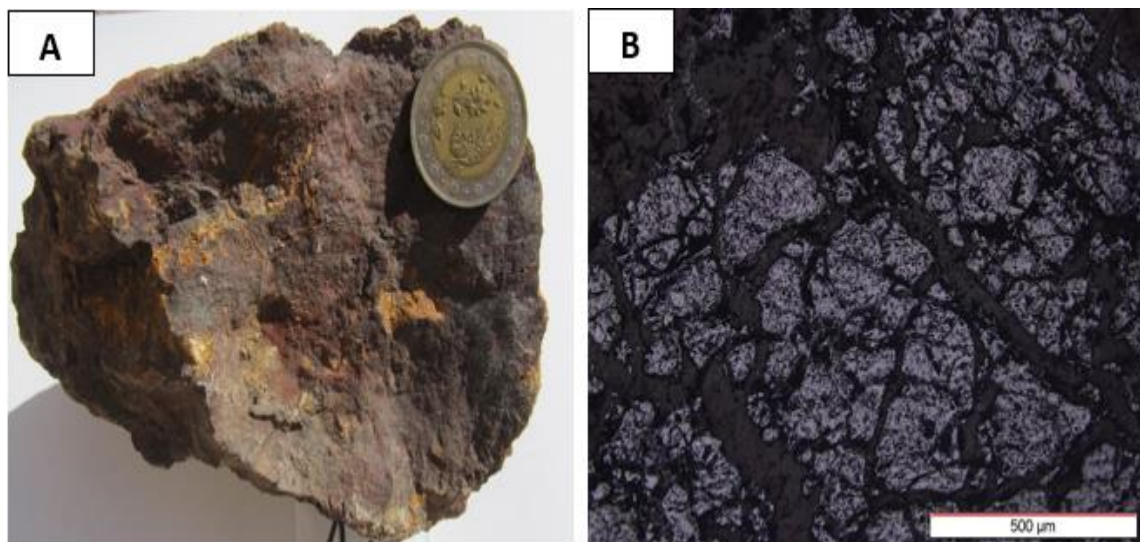
ساخت اصلی در کانسار آهن زیدر، لایه‌ای و عدسی هم‌شیب است. به‌طور کلی در مقیاس وسیع، ماده معدنی حالت لایه‌ای هم‌شیب با توف و مارن دارد. در مقیاس نمونه دستی ماده معدنی به‌صورت لایه‌ای و نواری همراه توف سبز و مارن بصورت هم‌روند با سایر واحدهای رسوبی دیده می‌شود که بیانگر تشکیل مگنتیت در محیط رسوبی به صورت چینه‌سان می‌باشد (شکل‌های (۵-۹-۹ و B).



شکل ۵-۹) تصاویری از ساخت لایه‌های ماده معدنی. شکل A) ساخت لایه‌های مگنتیت در مقیاس نمونه دستی را نشان می‌دهد. در شکل B) ماده معنی هم‌رند با واحد توف و مارن قرار گرفته است.

۵-۳-۲- ساخت و بافت توده‌ای

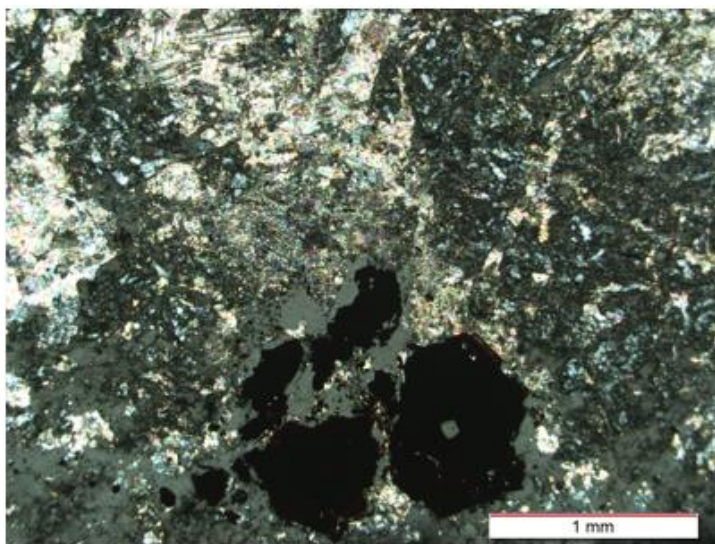
در دید صحرایی و نمونه دستی ماده معدنی به صورت متمرکز و توده‌ای به راحتی دیده می‌شود و در مقاطع میکروسکوپی مگنتیت با بافت توده‌ای قسمت عمده مقاطع را در بر می‌گیرد (شکل ۵-۱۰-۱ و A).



شکل ۵-۱۰: A) بافت توده‌ای از کانسنگ آهن. B) بافت توده‌ای مگنتیت در زیر میکروسکوپ

۵-۳-۳- بافت دانه پراکنده

یکی از بافت‌هایی که در مطالعه مقاطع میکروسکوپی به چشم می‌خورد، بافت دانه پراکنده بلورهای پیریت و هماتیت می‌باشد که به صورت نیمه شکل‌دار و شکل‌دار در زمینه توف‌ها پراکنده شده‌اند (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱: تصویر میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده هماتیت در متن توف

۵-۳-۴- بافت جانشینی

این بافت، از بافت‌های ثانویه کانسار می‌باشد به صورتی که در آن کانی پیریت توسط هیدروکسید آهن (گوتیت) جانشین شده است و پیریت تنها به صورت بافت باقی مانده در قالب بلور دیده می‌شود. هم‌چنین تبدیل مگنتیت به هماتیت که از لبه‌های کانی و سطوح شکستگی و طی فرآیندهای مارتیتی شدن مگنتیت توسط هماتیت جانشین شده است (شکل ۵-۱۲- A و B).

۵-۳-۵- بافت کلوفرمی

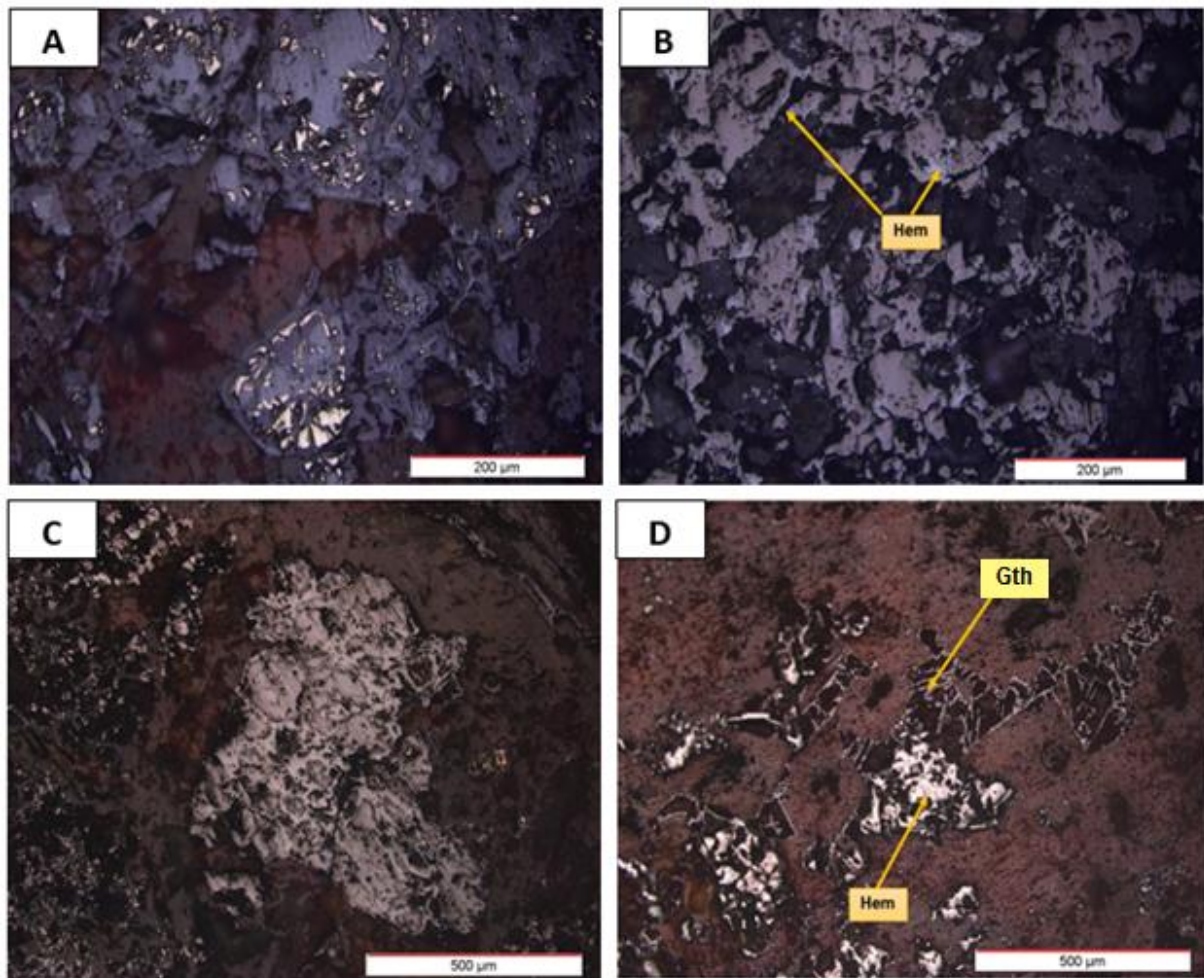
این بافت در کانی‌های گوتیت و به مقدار کم قابل مشاهده است (شکل ۵-۱۲- C). وجود این بافت در منطقه نشانگر جریان آزاد سیالات گرمابی در مسیر حرکت است و در واقع نشانگر بیشتر بودن فشار سیال

نسبت به فشار لیتوستاتیک در زمان کانی‌سازی است که کانه توانسته در فضاهاى باز و خالی تشکیل شود. هم‌چنین نشانگر کانی‌سازی در محیط آرام، کم‌عمق و دمای کم است (مصدق، ۱۳۹۴).

۵-۳-۶- بافت داربستی

در مطالعه مقاطع میکروسکوپی، کانی هماتیت در برخی نمونه‌ها فضای خالی بین کانی‌های گانگ را با بافت

داربستی پر کرده است که این تیغه‌ها غالباً به گوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-۱۲- D)



شکل ۵-۱۲: A) بافت جان‌شینی پیریت توسط گوتیت که پیریت تنها به صورت باقی‌مانده دیده می‌شود. B) جان‌شینی مگنتیت توسط هماتیت طی فرآیند مارتیتی شدن. C) بافت کلورمی از کانی گوتیت. D) بافت داربستی گوتیت بین کانی‌های گانگ که به نظر می‌رسد گوتیت از تبدیل هماتیت تشکیل شده است.

۵-۴- توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنتیک یا به عبارتی دیگر ترتیب زمانی تبلور کانی‌ها و کانه‌های یک کانسار در واقع مرحله شکل‌گیری آن‌هاست. معمولاً این سکانس زمان تفکیک تدریجی کانه‌ها و تحت تأثیر قرار گرفتن نهشته‌ها و هم‌چنین شرایط و وضعیتی را که در اثر هریک از فازها به وجود می‌آید و در واقع ناآرامی و عدم تعادل ایجاد شده در محیط را نیز توصیف می‌کند. یک سکانس پاراژنتیک علاوه بر ژنز کانه‌ها، زمان آغاز تهنه‌شدن و مدت زمان تهنه‌نشینی کانی‌های باطله یا گانگ‌ها را نیز معلوم می‌کند. دیاگرام‌های پاراژنتیکی خلاصه‌ای هستند از:

۱- ارتباط زمانی کانه و کانی‌های باطله

۲- فراوانی نسبی کانی‌ها و کانه‌ها

۳- ارتباط عمومی مجموعه کانی‌های دگرسانی با تکامل نوع دگرشکلی و سیالات

بر اساس بررسی‌های ژئومتری، ساخت و بافت انجام شده در مقیاس صحرایی، نمونه‌دستی و میکروسکوپی، و هم‌چنین با توجه به دگرسانی‌ها، توالی پاراژنتیک در کانسار آهن زیدر در غالب ۴ گروه اکسیدی، کربناتی، سیلیکاتی و سولفیدی همراه با ساخت و بافت‌های شناسایی شده در منطقه در جدول (۳-۱) آورده شده است. بطور کلی مراحل تکوین کانی‌های در ارتباط با کانه‌زایی شامل سه مرحله می‌باشد که در اینجا به بیان ویژگی‌های آن‌ها می‌پردازیم.

(۱) مرحله برون‌دمی-رسوبی:

در این مرحله بر اثر فعالیت‌های گرمایی، سازنده‌های آهن به همراه سیلیس و دیگر کاتیون‌ها وارد حوضه رسوبی شده‌اند. در ابتدا در شرایط احیایی، کانی پیریت تشکیل شده است. سپس نسل اول کانی‌های اکسید آهن مثل مگنتیت و هماتیت تهنه‌نشین شده‌اند. کانی‌های کلریت و مسکویت تشکیل‌دهنده توف‌ها نیز مربوط به این مرحله می‌باشند. ساخت لایه‌ای و هم‌شیب توف و ماده معدنی نشانه رسوب‌گذاری هم‌زمان آن‌ها می‌باشد. لایه‌های نازک ژپس همراه توف‌ها نیز در این مرحله تشکیل شده‌اند.

(۲) مرحله دیاژنز:

تشکیل هماتیت ثانویه و گوتیت در طی فرآیندهای مارتیتی و جانشین، به صورت بافت کلوفرمی و داربستی، همچنین تشکیل کلسیت، دولومیت و کانی‌های رسی مربوط به این مرحله می‌باشد. در این مرحله رگه-رگچه‌های کربناتی و سیلیسی ناشی از دگرسانی سیلیسی و کربناتی نیز تشکیل شده‌اند. تشکیل ژئوپس در این مرحله به صورت قشری است.

(۳) مرحله هوازدگی برون‌زاد:

در این مرحله هیدروکسیدهای آهن (گوتیت و لیمونیت) با آبدگیری اکسیدهای آهن تشکیل می‌شوند. ژئوپس به صورت بلورهای پراکنده در منطقه تشکیل شده است.

جدول ۲-۳: توالی پاراژنتزی کانسارآهن زیدر

هواز دگی برون زاد	هیپوژن		مراحل تکوین کانی‌ها	نام کانی‌ها	
	دیاژنز	بروندمی - رسوبی			
_____	_____	_____	اکسیدی مگنتیت هماتیت گوتیت لیمونیت		
	_____		کربناتی دولومیت - فرو کلسیت		
	_____	_____	سیلیکاتی کلینوکلر - فرو کلریت مسکوویت کائولینیت ایلیت مونت موریلونیت کوارتز		
		_____	سولفیدی پیریت		
_____	_____	_____	سولفاتی ژیپس		
_____	_____	_____	لایه ای توده ای دانه پراکنده جانشینی داربستی کلوفر م رگه - رگچه ای		بافت و ساخت
_____	_____	_____			

فصل هشتم

ژئوسمپتی

۶-۱- مقدمه

زمین را می‌توان به عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی عظیم در نظر گرفت که از گرمای درون خود و گرمای غیرمتمرکزی که از خورشید بر آن می‌تابد، نیرو می‌گیرد (کراسکوف و برد^۱، ۱۹۷۹). علم ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین و در ابعاد زمان و مکان سروکار دارد (میسون و مور^۲، ۱۹۸۲). کلارک^۳ (۱۹۲۴) موضوع ژئوشیمی را این‌چنین تعریف کرده است: هر سنگ را می‌توان یک سیستم شیمیایی به حساب آورد که تغییرات در آن به وسیله عوامل مختلف صورت می‌پذیرد. چنین تغییری مستلزم در هم ریختن تعادل است و در نهایت به تشکیل سیستم جدیدی منجر می‌شود که به نوبه خود تحت شرایط جدید پایدار است. قلمرو علم ژئوشیمی مطالعه این تغییرات است. توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر یکی از مهم‌ترین جنبه‌هایی است که معمولاً همیشه در مطالعات ژئوشیمیایی مد نظر می‌باشد و با استفاده از این روابط تا حدودی می‌توان به محیط و فرآیندهای موثر در تشکیل کانسار پی برد (بارنز^۴، ۱۹۹۷). با توجه به موارد فوق‌الذکر، داده‌های ژئوشیمیایی و تجزیه و تحلیل تغییرات موجود در آن‌ها می‌تواند ما را در مطالعه شرایطی که در پیدایش و تکوین نمونه مورد آزمایش دخیل بوده‌اند یاری دهد. لذا در این فصل سعی بر این است تا با کمک داده‌های موجود و مقایسه تغییرات آنها نسبت به استاندارد تا حدی شرایط تشکیل واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه را شناسایی کنیم. علاوه بر آن منظور از این مطالعه، بررسی رابطه متقابل سنگ و کانی‌سازی موجود در منطقه است تا از این طریق به منشا و خاستگاه توده معدنی دست یابیم. بدین منظور نمونه‌برداری لازم از کانسار زیدر انجام شده و سپس نمونه‌ها با روش ICP-OES و XRD و ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند و نتایج حاصله برای مطالعه

¹ Krauskopf and Bird

² Mason and Moore

³ Clark

⁴ Barnes

کانسار مورد استفاده قرار گرفته‌اند. همچنین از نتایج آنالیزهای انجام شده با روش XRF توسط حسینی (۱۳۹۱) استفاده شده است. در ابتدای این فصل ویژگی‌های آهن و کلیاتی از ژئوشیمی این عنصر ارائه شده است.

۶-۲- خصوصیات آهن

۶-۲-۱- ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و ژئوشیمی آهن

آهن فلزی به رنگ سفید نقره‌ای روشن می‌باشد. نوع خالص آن چکش‌خوار و دارای خاصیت مغناطیسی بوده و به رنگ سیاه می‌باشد. این فلز دارای عدد اتمی ۲۶، وزن اتمی ۵۵/۸۴۷، وزن مخصوص ۷/۳ الی ۷/۸ گرم بر سانتی متر مکعب است. نقطه ذوب و جوش این فلز به ترتیب ۱۵۳۵ و ۳۷۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. آهن در دوره ۴ و گروه ۸ جدول تناوبی قرار دارد. میانگین کلارک آهن موجود در پوسته زمین ۴/۶۵٪ می‌باشد. این میزان در سنگ‌های بازیک، فوق بازیک و حد واسط و همین‌طور در سنگ‌های دگرگونی به ۲ برابر کلارک یاد شده می‌رسد (کسلا^۱، ۱۹۹۴). آهن بعد از سیلیسیوم و آلومینیوم، سومین فلز فراوان در پوسته است. این عنصر جزء عناصر سیدروفیل بوده و بعضاً خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد. آهن یکی از تشکیل دهنده‌های اصلی اغلب سنگ‌ها می‌باشد و به همین علت تقریباً در تمام محیط‌ها و کانسارها وجود دارد. از لحاظ شیمیایی، آهن عنصری فعال است و در هوا با آب سریع اکسیده می‌شود و از لحاظ آرایش الکترونی شبیه کبالت، کروم، منگنز، تیتان و وانادیوم است. آهن در سطوح فوقانی پوسته زمین به صورت Fe^{+3} با اکسیژن ترکیب شده و در تشکیل کانی‌ها مشارکت می‌کند.

در اعماق، این عنصر عموماً به صورت Fe^{+2} در ترکیب کانی‌های سیلیکاته شرکت می‌کند. با تغییر در شرایط Eh- pH محیط، آهن از یک ظرفیت به ظرفیت دیگر و یا از شکل کمپلکس به ترکیبات معدنی یا آلی تبدیل

¹ Kesler

می‌شود. حمل این عنصر در سیالات به صورت کمپلکس‌های کلریدی انجام می‌شود. تشکیل سنگ‌های آهن تابع تغییرات حالت اکسیداسیون می‌باشد. آهن در شرایط احیایی، متحرک بوده و تحت شرایط اکسیداسیون رسوب می‌کند. از این‌رو، از مناطق با اکسیژن پایین به سمت مناطق با اکسیژن بالا مهاجرت می‌کند (مینارد، ۱۹۸۵). میانگین فراوانی آهن در سنگ‌های مختلف در جدول (۶-۱) آمده است.

جدول ۶-۱: میانگین فراوانی آهن در سنگ‌های مختلف

سنگ‌های مختلف	فراوانی آهن (بر حسب درصد وزنی)
پوسته زمین	۵
گابرو	۸/۸۰
دیوریت	۵/۶۰
گرانودیوریت	۳/۳
گرانیت	۲/۵۰
سنگ آهک	۰/۸۳
ماسه سنگ	۰/۹۹
شیل	۴/۷
تشکیلات آهن‌دار	۲۸

بخش عمده آهن در کانی‌های سازنده سنگ‌ها، به ویژه کانی‌های سنگ‌های آذرین یافت می‌شود و تنها بخش کوچکی از آن تشکیل کانسارهای آهن را می‌دهد. این عنصر در طبیعت به صورت چهار ایزوتوپ پایدار Fe^{54} ، Fe^{56} ، Fe^{57} ، Fe^{58} یافت می‌شود. از میان آنها، Fe^{56} با فراوانی ۹۱/۶۸ درصد بیشترین مقدار را دارا می‌باشد.

جدول ۶-۲- خواص فیزیکی و شیمیایی آهن

حالت ماده	جامد فرومغناطیسی
نقطه ذوب	۱۸۰۸ فارنهایت
نقطه جوش	۳۰۲۳ فارنهایت
الکترون‌گاتیویته	۱/۸۳ درجه پاولینگ
گرمای تبخیر	۳۴۹/۶ کیلو ژول بر مول
گرمای همجوشی	۱۳/۸ کیلو ژول بر مول

۶-۲-۲- انحلال و ته‌نشینی آهن در محیط‌های مختلف

در دماهای پایین‌تر و در شرایط پنومانولیتی و هیدروترمالی، سولفیدهای آهن (پیریت) به صورت اولیه از فاز ماگمایی حاصل می‌شوند این در حالی است که کانی‌های سه ظرفیتی آهن شامل هماتیت (مگمیت) در مراحل انتهایی تر تبلور ماگمایی تشکیل می‌شوند (گراج و وقان، ۱۹۸۱). در محیط‌های رسوبی الگوی پراکندگی و تمرکز آهن در شبکه کانی‌های مختلف و نوع رخساره آن عمدتاً توسط تغییرات Eh و pH محیط کنترل می‌شود، بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد شرایط اکسیدی و قلیایی باعث ته‌نشینی آهن و شرایط احیایی باعث انحلال آن می‌شود (گلدشمیت^۱، ۱۹۵۴). تغییرات Eh و pH محیط باعث تغییر آهن از یک حالت اکسیداسیونی به حالت دیگر نیز می‌شود به طوری که Fe^{+3} تحت شرایط اکسیدی و قلیایی و Fe^{+2} تحت شرایط احیایی و اسیدی پایدار می‌باشد (تاکر^۲، ۲۰۰۲). آهن می‌تواند به صورت کلوئیدی یا به صورت کمپلکس‌های ارگانیکی در مسافت‌های بسیار محدودی جابه‌جا گردد. تحت شرایط آبگیری یا احیاء توسط باکتری‌های خاک، آهن فریک می‌تواند با تبدیل شدن به آهن فرو متحرک شود. آهن فرو عمدتاً در pH های کمتر از ۵/۵ وارد محلول‌ها می‌شود. آهن در حضور مواد هوموس در محدوده وسیعی از pH در خاک متحرک می‌شود. بسیاری از محققین امکان جابه‌جایی آهن توسط محلول‌های توری را مورد بررسی قرار داده‌اند و پوشش گیاهی در مناطق حاره‌ای را از مهم‌ترین فاکتورهایی می‌دانند که موجب افزایش تحرک آهن می‌گردد. به غیر از Eh و pH دو عامل مهم دیگری که در ته‌نشینی کانی‌های آهن در محیط‌های رسوبی نقش دارند عبارتند از:

۱- اکتیویته (غلظت موثر) یون‌های کربنات که توسط فشار نسبی (P_{CO_2}) اندازه‌گیری می‌شود.

۲- اکتیویته گوگرد، که اغلب با Ps^{-2} نمایش داده می‌شود که عبارت از لگاریتم منفی اکتیویته یون سولفید است

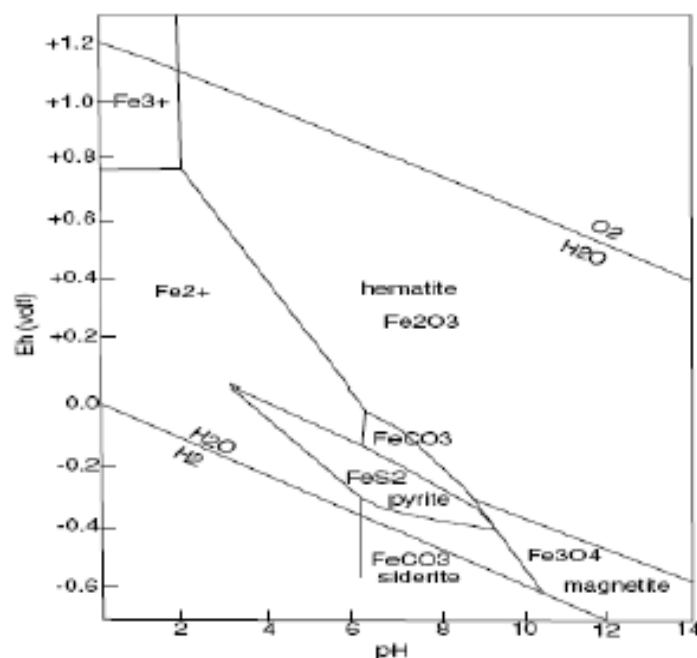
(برنر، ۱۹۷۱).

¹ Goldschmidt

² Tucker

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد هماتیت تحت شرایط اکسیداسیونی متوسط تا قوی یک کانی پایدار است و معمولاً اعتقاد بر این است که هماتیت به‌طور دیاژنتیکی از اکسید فریک آبدار گوتیت (توسط یک فرآیند زمانی با از دست دادن آب) تشکیل می‌شود (تاگر، ۲۰۰۲). تشکیل و حفظ این کانی در یک رسوب به مقدار کمی مواد آلی نیاز دارد. این در حالی است که کانی‌های پیریت، سیدریت و مگنتیت تحت شرایط Eh منفی پایدارند، اما محدوده پایداری این کانی‌ها به شدت به Ps^{-2} و PCO_2 محلول نیز وابسته است. از آن جایی که بیشتر محیط‌های سطحی اکسیدی هستند، معمولاً این کانی‌ها در رسوبات در طی فرآیندهای ابتدایی دیاژنتیک در جاهایی که تجزیه باکتریایی مواد آلی صورت می‌گیرد، ته‌نشین می‌گردند. سیدریت در محلی که اکتیویته کربنات‌ها زیاد و اکتیویته سولفیدها کم است ته‌نشین می‌گردد. تشکیل مگنتیت معمولاً در شرایط اکتیویته پایین سولفید و کربنات، همراه با Eh منفی و pH خنثی انجام می‌شود چنین حالتی در شرایط سطحی نادر است و بنابراین، ته‌نشینی مگنتیت در محیط‌های رسوبی بسیار نادر است (تاگر، ۲۰۰۲). ترمودینامیک تشکیل کانی‌های سیلیکاته آهن به‌طور کامل شناخته نشده است و برای تشکیل آن‌ها نیاز به شرایط Eh منفی می‌باشد. با این وجود عقیده بر این است که کانی‌های سیلیکاتی در محیط دیاژنتیکی فاقد اکسیژن و غیر سولفیدی در محیط آلی، ممکن است تشکیل شوند که شرایط به‌طور نسبتاً ساده‌ای از حالت اکسیژن‌دار به حالت بدون اکسیژن تغییر کند (تاگر، ۲۰۰۱). شکل (۶-۱) محدوده‌های پایداری کانی‌های آهن فرو و فریک (هماتیت، سیدریت، پیریت و مگنتیت) با توجه به تغییرات Eh- pH در شرایط دما ۲۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ کیلوبار را نشان می‌دهد (بروکینز^۱، ۱۹۸۷).

¹ Brookins



شکل ۶-۱- محدوده‌های پایداری کانی‌های آهن فرو و فریک (هماتیت، سیدریت، پیریت و مگنتیت) با توجه به تغییرات Eh- pH در شرایط دما ۲۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ کیلو بار را نشان می‌دهد (بروکینز، ۱۹۸۷)

۶-۳- روش کار

به منظور بررسی ژئوشیمیایی و رفتار اکسید سیلیس و اکسید آهن نسبت به سایر اکسیدهای اصلی از آنالیزهای انجام شده با روش XRF توسط حسینی (۱۳۹۱) استفاده شده است. نمونه برداری انجام شده توسط حسینی برداشت ۵ نمونه بصورت سیستماتیک از آنومالی آهن به منظور تغییر مقادیر اکسید آهن انجام شده است آنومالی ذکر شده مربوط به واحد توف و مارن (در برگزیده ماده معدنی) در مجاورت واحد آهنی می‌باشد (حسینی، ۱۳۹۱). نتایج مربوط در جدول (۶-۳) آورده شده است. همچنین به منظور بررسی شیمی کانسنگ و سنگ درونگیر تعداد ۹ نمونه برداشت شد که ۶ نمونه به روش ICP-OES و XRD برای آگاهی از میزان اکسید های اصلی و تعداد ۹ نمونه به روش ICP-MS توسط شرکت ایمیدرو مورد تجزیه قرار گرفتند که نتایج حاصل در قالب جدول (۶-۴) و (۶-۵) آورده شده اند. نتایج آنالیزهای انجام شده در نرم افزارهای مختلف مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت که در ادامه به تشریح آنها می‌پردازیم.

جدول ۶-۳- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های آهن زیدر به روش XRF (برحسب درصد) توسط حسینی (۱۳۹۱).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	TiO ₂	LOI
M-2	52/19	15/22	0/02	4/82	6/73	1/5	4/43	0/12	6/01	0/16	0/06	0/63	7/94
M-8	14/28	2/8	0/65	14/09	48/25	0/45	1/23	0/27	0/27	0/07	0/74	0/16	16/71
M-16	43/96	12/45	0/01	11/61	4/59	1/76	4/89	0/3	3/86	0/04	0/21	0/44	15/88
M-17	38/19	9/97	0	12/31	16/28	1/11	6/64	0/17	0/07	0/66	0/05	0/48	14
M-18	7/58	1/11	0	10/38	62/74	0/01	4/68	0/28	0/03	0	0/12	0/1	12/92

جدول ۶-۴- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار آهن زیدر به روش ICP-OES

Lab Code	Sample Code	Ag (ppm)	Al (%)	As (ppm)	Be (ppm)	Bi (ppm)	Ca (%)	Cd (ppm)
9858	A 35	<1	1.5	<10	<1	<10	13.8	<1
9859	A 40	<1	3.2	<10	<1	<10	14.3	<1
9860	A 42	<1	4.0	<10	<1	<10	19.0	<1
9861	A 45	<1	4.8	35	<1	<10	13.5	<1
9862	A 46	<1	1.1	140	<1	<10	6.3	<1
9863	A 53	<1	1.8	<10	<1	<10	28.6	<1
9864	qc1	<1	4.8	33	<1	<10	13.8	<1

Lab Code	Sample Code	Ce(ppm)	Co (ppm)	Cr(ppm)	Cu (ppm)	Fe(%)	K (%)	La (ppm)
9858	A 35	41	41	37	138	7.8	0.12	26
9859	A 40	33	49	49	278	12.5	0.50	29
9860	A 42	28	35	54	1285	5.3	1.00	34
9861	A 45	17	118	50	272	11.0	0.40	19
9862	A 46	<10	282	16	420	28.0	<0.1	14
9863	A 53	42	16	31	108	2.1	0.64	41
9864	qc1	16	122	49	261	11.2	0.40	19

Lab Code	Sample Code	Li(ppm)	Mg (%)	Mn(ppm)	Mo (ppm)	Na (%)	Ni (ppm)	P (%)
9858	A 35	32	3.1	2822	<2	<0.1	88	0.20
9859	A 40	45	1.9	2238	<2	0.12	116	0.14
9860	A 42	<10	1.7	3433	<2	<0.1	26	0.06
9861	A 45	34	3.3	2246	8	0.20	103	0.04
9862	A 46	<10	3.0	1217	<2	<0.1	496	0.12
9863	A 53	<10	0.9	3598	<2	0.63	<10	0.02
9864	qc1	33	3.4	2272	7	0.21	104	0.04

ادامه جدول ۶-۴- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار آهن زیدر به روش ICP-OES

Lab Code	Sample Code	Pb (ppm)	S (%)	Sb (ppm)	Sc(ppm)	Sr (ppm)	Ti (%)	V (ppm)
9858	A 35	14	0.96	116	<10	183	0.04	37
9859	A 40	23	0.77	<10	<10	254	0.13	96
9860	A 42	24	1.03	39	<10	217	0.23	70
9861	A 45	15	0.66	<10	<10	264	0.20	77
9862	A 46	77	0.74	41	<10	115	0.04	80
9863	A 53	16	0.66	<10	<10	220	0.06	44
9864	qc1	13	0.66	<10	<10	270	0.20	80
Lab Code	Sample Code	Y (ppm)	Zn (ppm)					
9858	A 35	19	51					
9859	A 40	19	91					
9860	A 42	15	723					
9861	A 45	19	103					
9862	A 46	7	99					
9863	A 53	38	19					
9864	qc1	20	100					

جدول ۶-۵- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار آهن زیدر به روش ICP-MS

sample	ANALYTE	Al	As	Ba	Bi	Cd	Cs	Dy	Er
	UNITS	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
tuff	A 33	13	<10	30	<1	1	7.7	<1	<0.5
tuff	A 34	31	20	30	<1	1	3.2	2	1.4
tuff	A 35	16	<10	130	<1	<1	3.8	4	2.6
tuff	A 36	6	<10	<10	<1	2	9.6	<1	<0.5
ore	A 42	24	<10	60	<1	16	22.4	5	4.3
ore	A 43	21	<10	110	<1	14	5.4	<5	<0.1
ore	A 45	39	<10	<10	<1	4	3.5	5	3.9
ore	A 46	18	10	<10	<1	4	1	<1	<0.5
ore	A 56	29	<10	<10	<1	2	3.8	2	1.1

ادامه جدول ۶-۵- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسار آهن زیدر به روش ICP-MS

ANALYTE	Eu	Ga	Gd	Hg	In	La	Li	Mg	Mo
UNITS	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm
A 33	0.375	<1	<1	1	<0.5	7.5	8	75	130
A 34	0.5	<1	2	<1	<0.5	7.5	6	258	6
A 35	0.6	<1	4	<1	<0.5	12	<5	87	48
A 36	0.375	<1	<1	<1	<0.5	7.5	17	39	115
A 42	0.5	<1	3	<1	<0.5	10	6	61	99
A 43	0.375	<1	<5	<1	<0.5	8	<5	74	93
A 45	0.375	<1	<5	<1	<0.5	8	<5	54	183
A 46	0.375	<1	<1	<1	<0.5	7.5	<5	93	58
A 56	0.375	<1	2	<1	<0.5	7.5	<5	61	100

ANALYTE	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tl	W	Y
UNITS	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A 33	<1	710	<1	0.75	30	<0.5	<0.5	<1	<5
A 34	<1	6560	<1	0.75	20	1.1	<0.5	1	16
A 35	<1	630	<1	0.75	20	3.2	<0.5	<1	23
A 36	<1	1190	<1	1	20	<0.5	<0.5	<1	<1
A 42	<1	2190	<1	1	10	7.4	2.2	1	34
A 43	<1	1320	<1	1.5	<10	<0.5	<0.5	<1	9
A 45	<1	740	<1	1	<10	9.1	<0.5	<1	34
A 46	<1	980	<1	1	<10	<0.5	<0.5	<1	5
A 56	<1	1050	<1	0.75	<10	<0.5	<0.5	<1	11

ANALYTE	Nb	Nd	Pd	Pr	Pt	Rb	Sb	Sc	Sm
UNITS	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A 33	<0.5	<1	8	<1	<1	58	1	<5	3
A 34	<0.5	2	2	<1	<1	37	37	6	5
A 35	<0.5	9	10	2	<1	83	2330	<5	3
A 36	<0.5	<1	7	<1	<1	122	26	<5	5.5
A 42	<0.5	<10	3	1	<1	458	883	19	5
A 43	<0.5	<5	16	<1	<1	93	4	<5	4.9
A 45	<0.5	9	3	2	<1	120	6	9	7.5
A 46	<0.5	<5	2	<1	<1	29	182	<5	5
A 56	<0.5	2	8	<1	<1	49	48	<5	3

ANALYTE	Yb	Zr	Ag	Au	K	P	Ca	Ce	Co
UNITS	ppm	ppm	ppm	ppb	%	%	%	ppm	ppm
A 33	2	<5	9	12.2	26.2	<0.1	100	7.5	259
A 34	3	<5	178	145	17.7	<0.1	1110	7.5	778
A 35	4	12	36	4.8	41.2	<0.1	100	9	191
A 36	2	<5	18	68.6	73	<0.1	80	7.5	482
A 42	5	74	7	3.8	181	<0.1	70	13	480
A 43	2	<5	13	4.3	71.7	<0.1	90	7.5	138
A 45	4	9	18	255	64.2	<0.1	110	10	575
A 46	2	<5	42	27.9	13	<0.1	140	7.5	1640
A 56	3	<5	22	11.3	8.9	<0.1	160	7.5	453

ANALYTE	Cr	Cu	Fe	Mn	Ni	Ti	U	Pb	Zn
UNITS	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm
A 33	<100	6220	6	7290	1590	<3	29	<10	150
A 34	<100	4720	24	4720	988	<3	1470	20	230
A 35	<100	7150	33	6400	530	6	42	60	280
A 36	<100	4960	10	2030	1250	<3	60	<10	150
A 42	<100	153090	25	8060	112	<3	18	30	1150
A 43	<100	4170	11	12500	533	8	17	20	230
A 45	<100	16600	30	9320	390	8	1350	30	270
A 46	<100	8880	17	7440	3830	<3	986	80	340
A 56	<100	5680	18	13900	849	<3	75	20	190

۴-۶- ژئوشیمی کانسار آهن زیدر

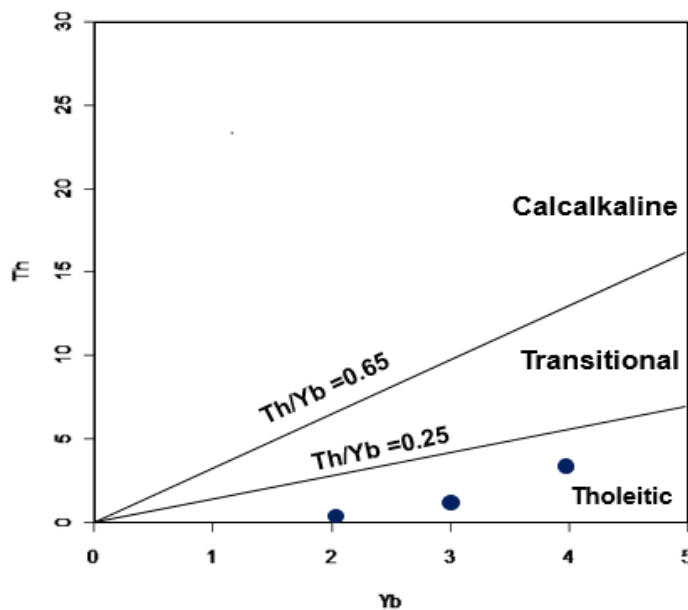
با استفاده از داده‌های حاصل از آنالیزهای ذکر شده در ابتدای فصل و پردازش و تفسیر آنها و رسم نمودارهای

ژئوشیمی کانسار به تفصیل بیان شده است

۴-۶-۱ طبقه‌بندی و تعیین ترکیب شیمیایی

برای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین از عناصر اصلی و کمیاب استفاده می‌شود. طبق نظر بارت و مک‌لین (۱۹۹۹) نسبت Yb در برابر Th برای تفکیک سنگ‌های تولییتی از کالک‌آلکان استفاده می‌شود. این نسبت در سنگ‌های تولییتی کمتر از ۰/۲۵ و در سنگ‌های کالک‌آلکان بیشتر از ۰/۶۵ می‌باشد.

با توجه به شکل (۶-۲) نمونه‌های توفی کانسار زیدر در محدوده تولییتی قرار می‌گیرند که از ویژگی‌های محیط‌های پشت کمانی است. به عقیده روزتی و همکاران (۲۰۱۰) زیرپهنه سبزوار یک محیط پشت کمانی است.



شکل ۶-۲: موقعیت نمونه‌های توفی کانسار زیدر در نمودار Yb در برابر Th جهت تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی در کانسار زیدر (بارت و مک‌لین، ۱۹۹۹)

۶-۴-۲- بررسی همبستگی آماری

در بررسی‌های ژئوشیمیایی تعیین همبستگی بین متغیرها به ویژه بین عناصر مختلف در سازندهای زمین‌شناسی بسیار ضروری می‌باشد (بیتز و جکسون^۱، ۱۹۸۰). در یک بررسی ژنتیکی، معمولاً غلظت تعدادی از عناصر در یک سری نمونه ژئوشیمیایی اندازه‌گیری می‌گردد و چون هر گروه معینی از عناصر نسبت به یک سری از شرایط محیطی کم و بیش به طور مشابه حساسیت نشان می‌دهند، شناخت ارتباط و بستگی ژنتیکی متقابل موجود در بین عناصر مختلف می‌تواند در شناخت دقیق‌تر تغییرات موجود در محیط‌های ژئوشیمیایی به کار گرفته شود. برای بیان این تغییرات و ارتباط بین آن‌ها از واژه ضریب همبستگی استفاده می‌شود.

¹Bates and Jackson

ضریب همبستگی کمیتی است که وابستگی میان متغیرهای اتفاقی x و y را نشان می‌دهد. در این مطالعه به منظور بررسی عناصر همراه و فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر تشکیل زون‌های کانی سازی شده، مبادرت به محاسب ضرایب همبستگی پیرسون^۱ برای تمامی زوج‌عنصری که غلظت آنها قابل توجه و معنادار می‌باشد، با استفاده از نرم افزار SPSS گردید. ضرایب همبستگی اکسیدهای اصلی کانسار آهن زیدر نسبت به یکدیگر در جدول (۶-۶) آورده شده است.

جدول ۶-۶: ضرایب همبستگی اکسیدهای اصلی در کانسار آهن زیدر

	Fe2O3	Al2O3	CaO	K2O	MgO	Na2O	P2O5	TiO2	SO3	MnO
Fe2O3	1									
Al2O3	-0.9	1								
CaO	0.5	-0.6	1							
K2O	-1.0	1.0	-0.5	1						
MgO	-0.7	0.9	-0.3	0.9	1					
Na2O	-0.7	0.5	-0.7	0.6	0.1	1				
P2O5	0.2	0.2	-0.1	0.0	0.5	-0.6	1			
TiO2	-0.8	1.0	-0.7	0.9	0.9	0.4	0.4	1		
SO3	0.5	-0.8	0.6	-0.7	-0.9	0.0	-0.7	-0.9	1	
MnO	0.1	-0.4	0.6	-0.2	-0.5	0.2	-0.9	-0.6	0.8	1

همچنین برای بررسی چگونگی تحولات ماگماها و رابطه آنها با فرآیندهای ذوب بخشی، تفریق ماگمایی، آلیش و اختلاط ماگمایی و دو رگه شدن، از نمودارهای هارکر^۲ (۱۹۰۹) استفاده شده است. در این نمودارها تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر تغییرات درصد وزنی سیلیس و اکسید آهن مورد بررسی قرار می‌گیرد. از روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی در این نمودارها می‌توان به عنوان شاهدی مبنی بر روند

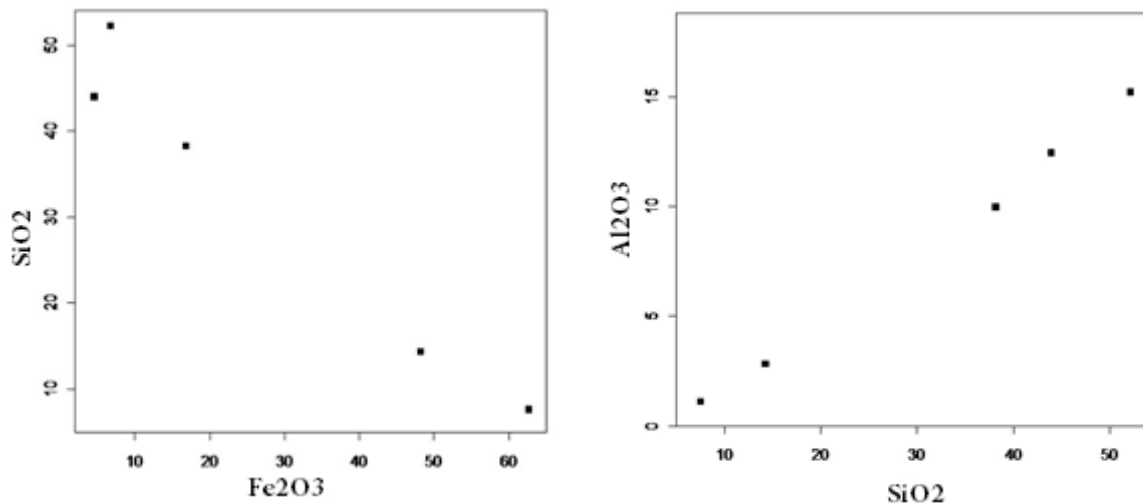
¹ Pierson

² Harker

تحول شیمیایی و تفریق ماگما استفاده کرد و با در نظر گرفتن این روندها می‌توان به فرآیندهای مختلف از جمله ذوب بخشی، تبلور تفریقی، آلودگی پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی دست یافت (ویلسون^۱، ۱۹۸۹).

الف) همبستگی Fe_2O_3 در برابر SiO_2 : مقدار SiO_2 در کانسنگ‌ها با افزایش عیار آهن کاهش می‌یابد. این روند معکوس نشان‌دهنده شرایط تبلور مگنتیت از سیال، حذف آهن و وارد شدن آن به فاز سیال تأخیری است. در نتیجه ماگما از آهن تهی شده است. به بیان دیگر، فازهای سیلیسی و آهن دار به صورت فازهای جداگانه عمل نموده و هرکدام تشکیل ترکیبات مستقلی از جمله آهن و سیلیس ثانویه را داده‌اند. چنین فرضیه‌ای با مشاهدات صحرائی که اثبات‌کننده حضور رگه‌ها و ریزرگچه‌های سیلیسی در کانسنگ می‌باشند، قابل تأیید می‌باشد (شکل ۶-۲-الف).

ب) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 : با افزایش مقدار SiO_2 مقدار Al_2O_3 افزایش یافته است. بدین معنی که با افزایش تفریق، Al_2O_3 ابتدا در تبلور فازهای عمده آلومینیوم‌دار مانند پلاژیوکلازها و در نهایت Al_2O_3 باقی مانده بطور کامل وارد فلدسپات‌های آلكالن شده است (شکل ۶-۳-ب).



شکل ۶-۳: نمودار تغییرات Al_2O_3 و Fe_2O_3 در برابر SiO_2

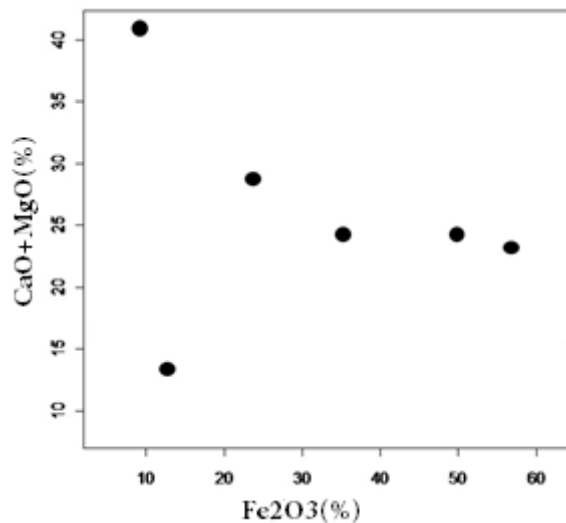
¹ Willson

ب) همبستگی‌های منفی Fe_2O_3 با MgO ($r = -0.7$) نشان می‌دهد که با پیشرفت فرآیند آهن‌زایی، عناصری نظیر Mg و Ca به صورت محلول از محیط خارج شده‌اند. با افزایش اکسید منیزیم مقدار آهن کاهش می‌یابد. متوسط اکسید منیزیم در نمونه‌های کانسنگ مورد مطالعه $3/7\%$ می‌باشد. مگنتیت‌های ذخایر آتشفشانی - رسوبی را با بیش از 2% اکسید منیزیم و ذخایر گرمایی را با $1/7\%$ گزارش کرده‌است. مقدار منیزیم در اسکارن‌های شمال سوئد، $3000-51000$ ppm و در تیپ چینه‌ای $3000-33000$ ppm متغیر است. کانسارهای آهن آپاتیتی $12000-18000$ ppm و نوع متاسوماتیکی 3000 ppm منیزیم دارند. ال هابک^۱ (۲۰۰۴)، مقدار متوسط اکسید منیزیم اسکارن مصر را $1/1$ درصد وزنی گزارش کرده‌است. کانسار آهن زیدر بیشترین شباهت را با ذخایر آتشفشانی-رسوبی دارد.

ج) همبستگی Fe_2O_3 با CaO : در بیشتر نمونه‌های کانسنگ مورد مطالعه هنگامی که میزان Fe افزایش می‌یابد، به صورت مقایسه‌ای مقدار کلسیم کاهش می‌یابد (شکل ۶-۴). اندازه و ویژگی‌های کلسیم با Fe^{2+} و Fe^{3+} متفاوت است و از این رو انتظار نمی‌رود که این عنصر بتواند به مقدار قابل توجهی وارد شبکه مگنتیت گردد اما جانشینی Ca^{2+} به جای Fe^{2+} در ساختمان مگنتیت امکان‌پذیر است و کانی مگنتیت می‌تواند حداکثر تا $6/6$ wt% در ترکیب خود دارای عنصر Ca^{2+} باشد. با این شرایط و با توجه به مطالعات مقاطع نازک - صیقلی، همراهی کربنات‌ها و سیلیکات‌ها با کانی‌زایی آهن در کانسنگ مورد مطالعه امکان‌پذیر می‌باشد. کاستور و هدریک^۲ (۲۰۰۶)، کانسنگ‌های مگنتیتی سرشار از کلسیم را در بخشی از ذخیره بایان اوبو شناسایی کردند و آن‌ها را کانسنگ مگنتیت - دولومیت نامیدند. میانگین CaO در این کانسنگ‌ها $17/6$ wt% و میانگین CaO در نمونه‌های کانسنگ مورد مطالعه $22/9$ wt% می‌باشد.

¹ El habaak

² Castor et Hedrick



شکل ۶-۴: روند تغییرات (CaO+MgO) در مقابل Fe₂O₃

د) روند تغییرات Al₂O₃ در مقابل Fe₂O₃: با افزایش مقدار آلومینیوم مقدار آهن در کانسنگ کاهش می‌یابد. افزایش میزان آلومینیوم رابطه مستقیم با افزایش عناصر الکالن در منطقه دارد که صرف کانی سرسیت در دگرسانی سرسیتی می‌شوند (حسن‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲).

۶-۴-۲- بررسی ضریب همبستگی و روابط عناصر کمیاب در کانسنگ آهن زیدر

عنصر کمیاب عنصری است که غلظت آن در سنگ کمتر از ۰/۱ درصد (۱۰۰۰ ppm) باشد. این عناصر اغلب جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها می‌شوند و گاهی کانی مخصوص به خود را می‌سازند. این عناصر اغلب به صورت گروهی بررسی می‌شوند. از نظر ژئوشیمیایی معروف‌ترین آن‌ها عناصر نادر خاکی یا لانتانیدها (عدد اتمی ۷۱-۵۱) هستند. از دیگر گروه‌ها، فلزات واسطه یا عناصر با خاصیت عبوری جزئی است که شامل عناصر Cu, Ni, Co, Mn, Cr, Ti, Sc و Zn هستند.

با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر موجود در هر گروه انتظار می‌رود که رفتارهای ژئوشیمیایی این عناصر شبیه به هم باشد. از آنجا که فرآیندهای زمین‌شناسی در بسیاری موارد می‌توانند باعث تفکیک عناصری که تفاوت‌های بسیار کمی دارند، شوند، بنابر این تعیین چنین فرآیندهایی از نتایج بررسی عناصر کمیاب است (رولینسون^۱، ۱۹۹۲).

روی (Zn): شعاع یونی عنصر روی بسیار شبیه به شعاع یونی Fe^{2+} بوده و و الکترون‌گاتیویته آن از Fe^{2+} کمتر است. در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی، Zn^{2+} می‌تواند جانشین Fe^{2+} شود. بنابراین در طی تفریق ماگمایی به تدریج مقدار Zn افزایش می‌یابد. مقدار این عنصر در مگنتیت کانسارهای آهن، به استثنای ذخایر گرمابی آهن از مقدار میانگین پوسته‌ای کمتر است بعضی از ذخایر آهن گرمابی تا ۹۰۰۰ ppm روی در مگنتیت داشته است. میزان میانگین روی در این کانسار ۱۷۷ ppm است.

مس (Cu): شعاع یونی عنصر مس بسیار شبیه به شعاع یونی Fe^{2+} است. الکترون‌گاتیویته و پتانسیل یونی مس بالاتر از Fe^{2+} می‌باشد. بنابراین مس در مقایسه با آهن در فازهای نهایی تفریق ماگمایی متمرکز می‌شود. مس به عنوان یک فلز اقتصادی در ذخایر اکسید آهن- مس- طلا تا بیش از ۵ درصد قابل استخراج می‌باشد. در کمر بند اکسید آهن- مس- طلای شیلی این مقدار تا ۹۵۰۰ ppm نیز گزارش شده است. در ذخایر آهن ماگمایی عیار بسیار کمی از مس گزارش شده است. در صد میانگین مس در نمونه‌های کاذب سنگ ۴۱۶ ppm است. هیتزمن^۲ و همکاران (۲۰۰۵) معتقدند از آنجا که کانسارهای اکسید آهن- مس- طلا ارتباط نزدیکی با ذخایر آهن گرمابی در سراسر دنیا دارند، این ذخایر در ادامه روند تشکیل کانسارهای ماگمایی ایجاد می‌شوند از این رو منطقی است که کانسارهای ماگمایی دارای مقادیر مس کمتری باشند.

¹ Rolinson

² Hitzman et al

کروم (Cr): مشابه دیگر فلزات واسطه، کروم چندین حالت اکسیدی دارد که پایدارترین آن‌ها Cr^{3+} و Cr^{4+} می‌باشد. در محیط‌های طبیعی Cr^{4+} بسیار متحرک می‌باشد. در صورتی که قابلیت انحلال کمی دارد. مشابه گونه‌های شیمیایی دیگر مانند P, V, As و... کروم نیز با جذب سطحی توسط ذرات اکسید و هیدروکسیدی آهن به دام می‌افتند (چن و هائو^۱، ۱۹۹۸).

از آنجا که شعاع کروم به شعاع Fe^{3+} نزدیک است و الکترونگاتیویته آن از Fe^{3+} کمتر است، بنابراین می‌تواند جایگزین Fe^{3+} در شبکه مگنتیت شود. مقدار کروم در لیتوسفر فوقانی (۹۰ ppm) است (شاو^۲، ۱۹۶۴). مقدار کروم موجود در کانسارهای چینه‌ای شمال سوئد تقریباً بیش از سایر تیپ‌ها به ۱۲۰۰ ppm می‌رسد و در تیپ‌های اسکارن و متاسوماتیزمی شمال سوئد به ترتیب ۴۰-۲ ppm و ۱۳۰ ppm می‌باشد. نیستروم و هنریکز^۳ (۱۹۹۴) و مقدار متوسط کروم را در ال لاکو شیلی (ماگمایی) و کایرونا به ترتیب ۱۰ ppm و ۱۱ ppm گزارش کرده‌اند. همچنین ال هاباک (۲۰۰۴) مقدار متوسط کروم موجود در اسکارن‌های um-Nar مرتبط با سازند آهن نواری مصر را حدود ۱۳۴ ppm گزارش کرده‌اند. با مقایسه مقادیر کروم بین کانسارهای رسوبی و ماگمایی آهن به تفاوت قابل ملاحظه‌ای از مقادیر کروم بین این دو تیپ کانسار روبرو می‌شویم و می‌توان نتیجه گرفت که کانسارهای آهن رسوبی با مقدار بالاتر کروم نسبت به کانسارهای ماگمایی مشخص می‌شوند. رفتار ژئوشیمیایی Cr بیشترین شباهت را به عنصر V در این کانی‌سازی دارد و می‌تواند نشانگر منشأ مشترک این عناصر در منطقه باشد. میانگین میزان کروم در کانسار زیدر ۳۹ ppm می‌باشد.

وانادیوم (V): با وجود این که وانادیوم در پوسته زمین با عیار متوسط ۱۵۰ گرم در تن، فراوان‌تر از عناصری مانند مس و نیکل می‌باشد ولی اغلب به همراه اکسیدهای آهن حضور دارد. کانی‌های اصلی آن نظیر وانادیت و کارنوتیت به ندرت یافت می‌شوند. به همین دلیل وانادیوم به عنوان محصول فرعی از سایر منابع

¹ Chen and Hao

² Shaw

³ Nystrom and Henriques

تأمین می‌شود. به دلیل این که یون V^{3+} از نظر ژئوشیمیایی شبیه به یون Fe^{3+} می‌باشد. بنابراین V^{3+} در بسیاری از کانی‌ها جانشین Fe^{3+} می‌شود. در کانسارهای آهن ماگمایی شمال سوئد غلظت این عنصر بین ۱۵۰۰-۶۰۰ ppm و در کانسارهای آهن تیپ متاسوماتیک شمال سوئد در فاصله ۳۰۰-۵۰ ppm متغیر می‌باشد. در صورتی که در کانسارهای آهن نواری شمال سوئد تغییرات این عنصر در فاصله بین ۲۹۰۰-۵۰ ppm است. طبق گزارش فریتش و پردال^۱ (۱۹۹۵) مقدار میانگین وانادیوم در تیپ متاسوماتیکی (هاوکی) ۵۰ ppm است. اما در تیپ آتشفشانی-رسوبی میزان وانادیوم کمتر است. برای مثال در کانسنگ آهن لان‌دیل ۱۲۰ ppm، کیتیلا در فنلاند ۱۶۰ ppm، چینه‌ای شمال سوئد ۴۶۰ ppm و در باندریاس به ۴۰ ppm می‌رسد. متوسط وانادیوم در نمونه‌های اسکارن مصر ۳۷ ppm است. با این حال تغییرات غلظت این عنصر در کانسنگ آهن زیدر ۶۷/۳ ppm و ضریب همبستگی Fe_2O_3 با V مثبت و برابر ($r=0/60$) می‌باشد.

نیکل (Ni): بیشترین مقدار نیکل مربوط به کانسنگ آهن ماگمایی شمال فنلاند ۲۸۰ ppm و کمترین مقدار مربوط به تیپ متاسوماتیکی تاپورووا در شمال فنلاند ۲۲۰ ppm < می‌باشد (فریتش پردال، ۱۹۹۵). مقدار نیکل در اسکارن‌های شمالی سوئد ۱۰۰ ppm یعنی دامنه تغییرات نیکل از ۲۰-۲۸۰ ppm است. متوسط نیکل در نمونه‌های اسکارن Um-Nar مصر، ۲۵/۵ ppm می‌باشد. متوسط Ni در نمونه‌های تجزیه شده کانسار زیدر حدود ۱۳۹/۵ ppm می‌باشد. مقدار Ni با افزایش عیار آهن افزایش می‌یابد.

کبالت (Co): مقدار متوسط کبالت در نمونه‌های مورد مطالعه ۹۰ ppm می‌باشد و بیشترین مقدار کبالت مربوط به کانسارهای کنتاکت پنوماتولیتی می‌باشد که به ۵۰۰ ppm می‌رسد. محتوای این عنصر در کانسارهای آهن آپاتیت‌دار ۶۰-۲۰ ppm <، کانسارهای آهن متاسوماتیک ۱۰۰-۴۰ ppm و در کانسارهای آهن نواری با منشاء آتشفشانی- رسوبی ۲۶۰-۲۰ ppm و متوسط غلظت آن ۱۰۰ ppm می‌باشد. ضریب همبستگی Co با Fe_2O_3 ($r=0.9$) می‌باشد.

^۱ Frietsch and Per Dahl

۶-۴-۳- نسبت دوتایی عناصر

جهت بررسی بیشتر و جداکردن کانسارها نسبت دوتایی عناصر کمیاب ارزیابی می‌شود. این نسبت‌ها عبارتند

از: Al/Si, Mn/Fe, Ti/V, Co/V, Co/Ni

۶-۴-۳-۱- نسبت Co/Ni

این نسبت توسط توث^۱ (۱۹۸۰) به عنوان تمایزکننده کانه‌زایی هیدروترمالی از آبراد پیشنهاد شده است. این نسبت برای کانی آبراد ۲/۵ و برای کانسار هیدروترمالی ۰/۱۵ است. میانگین Co/Ni در کانسار زیدر برابر ۱/۱ تقریباً مشابه کانسار آهن لایه‌ای شمال سوئد (۱/۴) است. هم‌چنین برای کانسار حضا که مخلوطی از این دو فرآیند است ۰/۸ می‌باشد (شاه و مون^۲، ۲۰۰۷). متوسط این نسبت در کانسارهای آهن آپاتیت‌دار و اسکارن کمتر از ۱ است. این نسبت‌ها در کانسارهای ماگمایی، آتشفشانی-رسوبی و متاسوماتیزم کمتر است (فریتش و پردال، ۱۹۹۵) هم‌چنین به منظور مقایسه رفتار عناصر کمیاب در کانسار زیدر با کانسارهای ماگمایی، اسکارنی و آتشفشانی-رسوبی از نتایج تجزیه‌های شیمیایی فریتش استفاده شده است (جدول ۶-۸)

¹ Tooth

² Shah and Moon

جدول ۶-۸- آنالیزهای انجام شده توسط فریتیش (۱۹۷۸)

Origin	Occurrence	Mineral	Co/Ni	Co/V	Ti/V
Magmatic	Basic magmatic rock, N. Sweden	M	1.1	0.1	5.3
	Basic magmatic rock, N. Sweden	H	2.5	0.08	>25
	Syenite porphyry, N. Sweden	M	0.7	0.06	5
	Apatite iron ore, N. Sweden	M	0.5	0.09	1.2
	Apatite iron ore, N. Sweden	H	0.7	0.05	3.3
	Iron ore, Misi, N. Finland	M	0.4	0.1	0.7
	Volcanic - Sedimentary	Iron ore, Lahn-Dill, W. Germany	M	<0.2	<0.2
Iron ore, Lahn-Dill, W. Germany		H	0.2	0.08	<1.5
Iron ore, Kittila, N. Finland		M	0.4	0.1	2.5
Stratified iron ore, N. Sweden		M	1.4	0.2	4.1
Skarn iron ore, N. Sweden		M	0.8	0.1	1.5
Skarn iron ore, N. Sweden		H	4	0.4	1.8
Stratified iron ore, Ruatuvaa, N Finland..		M	2	0.9	8
Metasomatic		Iron ore, Hauki type, N. Sweden	M	0.4	0.12
	Iron ore, Hauki type, N. Sweden	H		<0.3	8.8
	Leptite, Nautanen, N. Sweden	M	2.4	0.08	1.2
	Altered basic volcanics, N. Sweden	M	0.6	0.05	0.9
	Iron ore, Taporova, N. Finland	M	0.3	0.2	<0.3
	Iron ore, Taporova, N. Finland	H		<0.06	20.9
	Amphibolite, Halinmaki, C. Finland	M	0.7	0.4	9

۶-۴-۳-۲- نسبت Co/V

نسبت Co/V در کانسار آهن زیدر ۱/۲ است و مشابه کانسارهای چینه‌سان روآتووارای فنلاند ۰/۹ است.

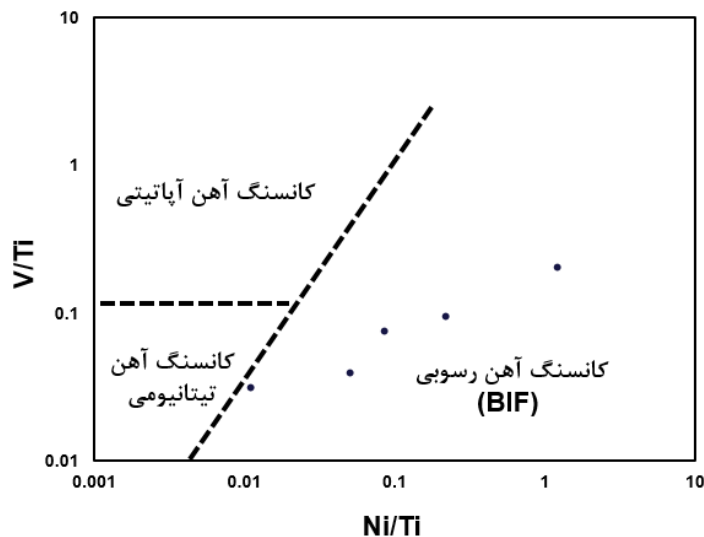
این کانسار از نوع آتشفشانی-رسوبی است. میانگین این نسبت در سایر کانسارها کمتر است.

۶-۴-۳-۳-نسبت Ti/V

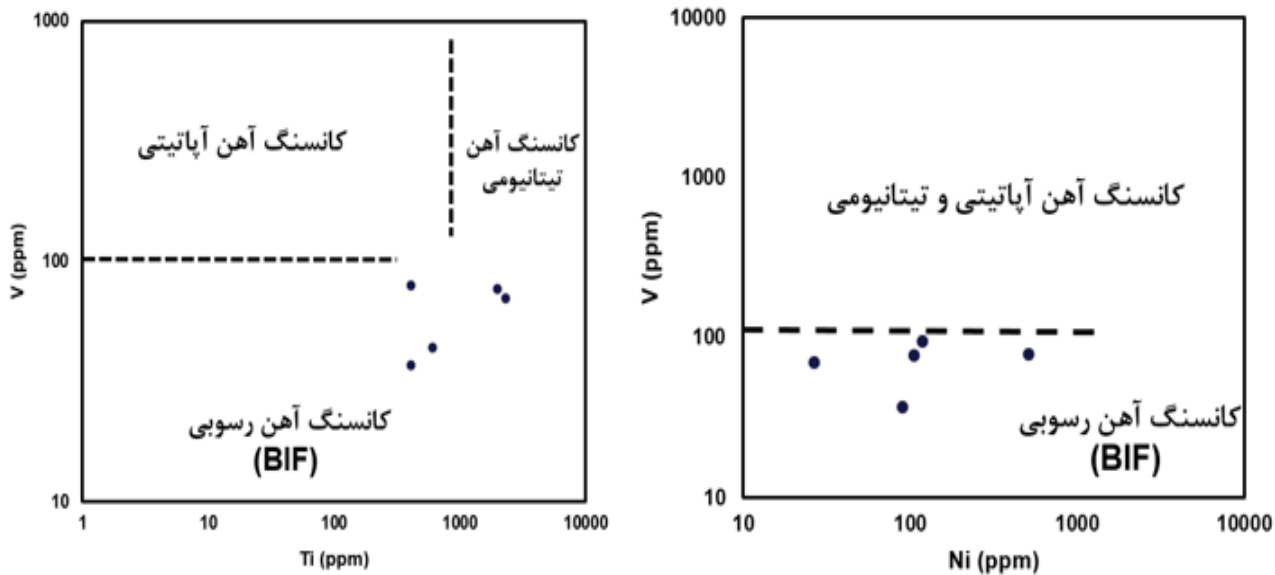
فریتش و پردال (۱۹۹۵) و لوبرگ و هونردال^۱ (۱۹۹۸) معادن سنگ آهن سوئد و تعدادی از کانسارهای دیگر جهان را بر روی نمودارهای دوتایی و نسبت عنصر وانادیوم به تیتانیوم و نیکل بردند و سه گروه پراکندگی برای آنها تعیین کردند که عبارتند از:

- کانسارهای آهن ماگمایی تیتانیوم دار
- کانسارهای آهن ماگمایی آپاتیت دار
- سازندهای آهن نواری

کانسارهای ماگمایی با مقدار بالای وانادیوم $> 1000 \text{ ppm}$ از کانسارهای رسوبی قابل تفکیک هستند و کانسارهای آهن تیتان دار نیز، با مقدار بالای تیتان $> 1000 \text{ ppm}$ متمایز از سایر گروه‌ها است. به منظور مقایسه کانسار زیدر نتایج آنالیز شیمیایی روی نمودارهای لوبرگ و هونردال رسم شدند. همان طور که مشاهده می‌شود نمونه‌های زیدر در محدوده آهن رسوبی پراکنده‌اند (شکل ۶-۵).



¹ Loberg and Honrdal



شکل ۶-۵: نسبت وانادیوم به تیتانیوم و نیکل در کانسار آهن زیدر (لوبرگ و هونردال، ۱۹۹۸)

۶-۴-۴- نسبت Mn/Fe

آهن و منگنز در موقع نهشت از سیال‌های گرمایی به گونه خاصی از هم جدا می‌شوند که این جدایش تابع درجه حلالیت آنهاست. در نهشته‌های برون‌دمی نسبت‌های متفاوتی از Mn/Fe یعنی ۱۰-۰/۱ ایجاد می‌شوند (نیکلسون^۱، ۱۹۹۲). در حالی که برای نهشته‌های هیدروژنوس این نسبت برابر ۱ است (رونا^۲، ۱۹۸۰، کاراکوس و همکاران^۳، ۲۰۱۰) و در نهشته‌های رسوبی دریایی کوچکتر از ۱ است. در کانسار هنشک این نسبت بین ۱۸-۰/۰۲ تغییر می‌کند (کاظمی راد و همکاران، ۱۳۸۸) و در کانسار زیدر این نسبت ۰/۱ است. با توجه به نسبت Mn/Fe در کانسنگ، می‌توان نتیجه گرفت که میان این دو عنصر جدایش و تفریق صورت گرفته است. این امر علاوه بر اثبات منشأ گرمایی برای این عناصر، نشان‌دهنده دور دست بودن این نهشته نیز می‌باشد (بنیادی و مر، ۱۳۸۴)

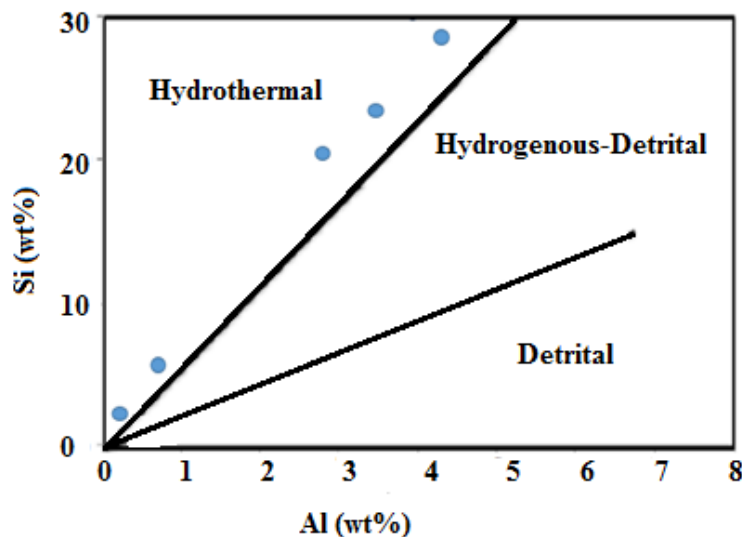
¹ Nicholson

² Rona

³ Karakoos et al

۶-۴-۵- نسبت Si/Al

از این نسبت می‌توان به عنوان ابزاری ساده برای تشخیص نهشته‌های گرمابی، آبزاد و خاکزاد و شناسایی منبع تأمین کننده مواد این نهشته‌ها استفاده کرد (کریرار^۱ و همکاران، ۱۹۸۲؛ بناتی^۲، ۱۹۷۵؛ نیکلسون، ۱۹۹۲). کانسارهای گرمابی عموماً با فرآیندهای فورانی زیردریایی و تخلیه فلز درون رسوبات دریایی در ارتباط نزدیک با ژل‌های سیلیسی آهن‌دار شکل می‌گیرند (روی، ۱۹۹۲). از همین رو، درصد وزنی Si نسبت به Al بالاست که معرف درصد بالای SiO₂ طی فعالیت‌های برون‌دهی است. در حالی که در کانسارهای تخریبی این نسبت عکس است که این امر ناشی از تجزیه و تخریب فلدسپارها در طی حمل و نقل از خشکی به حوضه است (کن و همکاران، ۱۹۹۷). هولتستام^۳ (۲۰۰۱) بر این باور است که اگر نهشته‌های گرمابی با کانی‌های رسی مخلوط شوند این نسبت کمتر می‌شود. شکل (۶-۷) نمودار Si/Al را برای کانسار آهن زیدر نشان می‌دهد.



شکل ۶-۶: نمودار Si نسبت به Al و تفکیک فرآیندهای مختلف تشکیل نهشته‌های آهن و موقعیت نمونه‌های کانسار آهن زیدر

¹ Roy

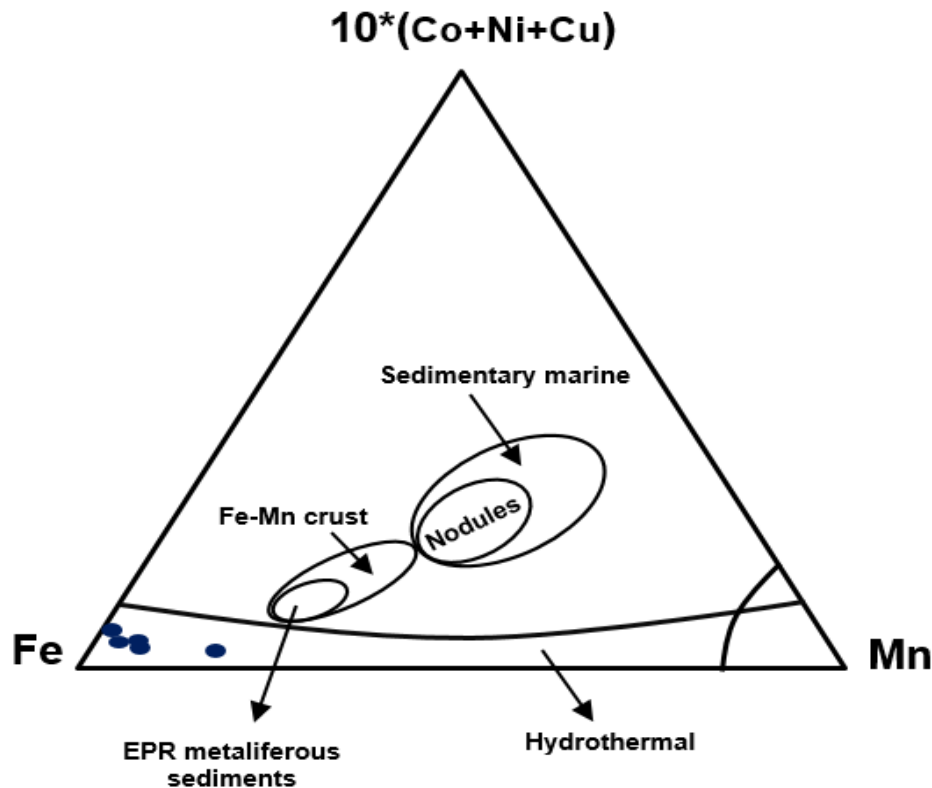
² Cann

³ Holtstam

۶-۵- نمودار 10*(Fe-Mn- (Co+ Ni+ Cu)

اکسیدهای آهن و منگنز، به میزان زیادی توانایی جذب کاتیون‌های مثبت را از محیط دارند. این امر به دلیل وجود بار منفی اضافی در سطح این اکسیدها صورت می‌پذیرد. از آنجا که در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف، فراوانی این کاتیون‌ها متفاوت است، غلظت و ماهیت این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده زایش کانسارهای آهن و منگنز باشد. به گونه‌ای که در نهشته‌های با منشأ آبراد، میزان کاتیون‌های Ca, K, Na, Sr, Mg بالا است، در حالی که نهشته‌های ژرف اقیانوسی مانند گرهک‌ها، افزون بر این عناصر، از عناصر Ni, Cu, Co نیز غنی شده‌اند (نیکلسون، ۱۹۹۲). البته غلظت بالای عناصر ناچیز در نهشته‌های آبراد، حاکی از طولانی بودن مدت زمان رسوب‌گذاری اکسیدها و هیدروکسیدهای Fe و Mn است. این امر می‌تواند به دلیل فاصله زیاد محل رسوب‌گذاری از محل خروج محلول‌های گرمایی نیز باشد (چوی^۱، ۱۹۹۲). بر اساس مطالعات موجود در مورد نهشته‌های مختلف هیدروترمال و آبراد، بناتی (۱۹۷۵) موفق شد در یک نمودار مثلثی محدوده نهشته‌های گرمایی-بروندمی و آبراد را از هم تفکیک کند. با توجه به این نمودار نمونه‌های کانسار آهن زیدر در محدوده گرمایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۸).

¹ Choi



شکل ۶-۷: نمودار سه تایی $10*(Co+Ni+Cu)$ -Fe-Mn (بناتی، ۱۹۷۵) و موقعیت نمونه‌های کانسار آهن زیدر

۶-۶- عناصر نادر خاکی

عناصر خاکی کمیاب با REE می‌توانند اطلاعات اساسی و مؤثری از فرآیندهای ژنتیکی کانسار به ما بدهند (هین^۱ و همکاران، ۱۹۹۷). این عناصر به عنوان اثر انگشت در فرآیندهای ماگمایی و تشکیل سازندها به طور وسیعی مورد استفاده قرار می‌گیرند. عناصر نادر خاکی به دلیل تشابه و یکنواختی در اندازه و فعالیت، به صورت سری به هم پیوسته در نظر گرفته می‌شوند. وجود این پیوستگی در شناخت شرایط مختلف زمین‌شناسی کانسارها بسیار مهم است، زیرا شرایط خاص زمین‌شناسی باعث به هم خوردن این پیوستگی می‌شود و برخی عناصر مانند و آنومالی خاص نشان داده و از زنجیره خارج می‌شوند.

عناصر نادر خاکی به ترتیب افزایش عدد اتمی عبارتند از:

^۱Hein et al

Y (39)	La (57)	Ce (58)	Pr (59)	Nd (60)
Sm (62)	Eu (63)	Gd (64)	Tb (65)	Dy (66)
Ho (67)	Er (68)	Tm (69)	Yb (70)	Lu (71)

عناصر نادر خاکی معمولاً به دو گروه تقسیم می‌شوند (جونز^۱، ۱۹۹۶).

- گروه سریم که شامل عناصر La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu می‌باشد، این گروه تحت عنوان عناصر نادر خاکی سبک نامیده و با علامت اختصاری LREE مشخص می‌شوند.

- گروه ایتريوم که شامل عناصر Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y بوده که به عناصر نادر خاکی سنگین موسومند و با علامت اختصاری HREE مشخص می‌شوند.

در بین این دو سری از عناصر نادر خاکی، گروه سریم نسبت به گروه ایتريوم دارای درجه ناسازگاری بالاتری است، لذا تمایل دارند که در محصولات نهایی تفریق ماگمایی، تجمع یابند. این امر در الگوی فراوانی این عناصر در نمودارهای عنکبوتی نیز واضح است.

به علت بار و شعاع یونی نسبتاً زیاد عناصر نادر خاکی به همراه غلظت پایین آن‌ها در کانی‌ها، می‌توان گفت که این عناصر میل چندانی به جایگزینی عناصر اصلی در طی تبلور ماگما را ندارند. به این گروه از عناصر، از لحاظ ژئوشیمیایی، عناصر ناسازگار گفته می‌شود که در ماگمای باقیمانده تمرکز پیدا می‌کنند. به واسطه تشابه شعاع یونی در کانی‌های حامل، عناصر نادر خاکی می‌توانند جانشین یون یا کاتیون‌های اصلی در این کانی‌ها شوند و حمل گردند. کانی‌هایی مانند زیرکن، گارنت و آپاتیت به علت داشتن موقعیت‌های کاتیونی با شعاع بزرگ، به آسانی مقادیر فراوانی از یون‌های نادر خاکی را در خود جای می‌دهند.

توزیع عناصر نادر خاکی در درون سیالات هیدروترمالی (غنی شدگی HREE و یا LREE)، به عواملی از جمله pH، دما و نوع کمپلکس‌های موجود در سیالات بستگی دارد. بطور کلی، عناصر نادر خاکی درون سیستم‌های ژئوشیمیایی خاصی متحرک می‌گردند. انتقال آن‌ها در محلول‌های هیدروترمال عموماً به صورت کمپلکس

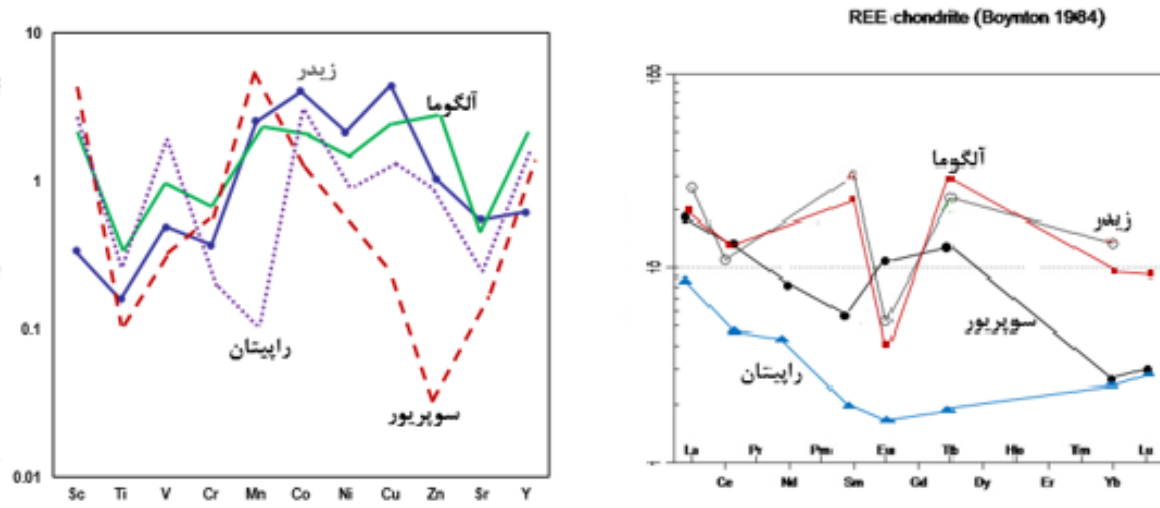
¹ Jones

صورت می‌گیرد. پایداری انواع کمپلکس‌های این عناصر متغیر است و به عواملی از جمله تغییرات دما، فشار، pH و سنگ‌های دیواره بستگی دارد (لوترموزر، ۱۹۹۲).

عناصر نادر خاکی (REE) جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرایندهایی نظیر هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و آلتراسیون هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرک هستند. به عنوان مثال میچارد (۱۹۸۹) نشان داد که فعالیت سیالات گرمایی، اثر زیادی روی ترکیب REE سنگ نمی‌گذارند، مگر آنکه نسبت آب به سنگ خیلی بالا باشد.

برای مطالعه تغییرات عناصر نادر خاکی در منطقه، تعداد ۵ نمونه از کانسنگ و ۴ نمونه توف برداشت شده است که در زیر، به بررسی روند تغییرات آن‌ها پرداخته شده است. در این بخش چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر نادر خاکی و همچنین تفکیک LREE/HREE در کانسار بررسی شده است.

عناصر کمیاب که نسبت به پوسته نرمالیز شده غنی شدگی در عناصر Cu, Mn, Co, Ni و Zn و تهی شدگی در عناصر Ti, V, Sr را نشان می‌دهد که در مقایسه با انواع کانسارهای BIF بیشترین شباهت را با تیپ آلوگوما دارد. همچنین نمودار عناصر نادر خاکی کمیاب که نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu و کمی آنومالی منفی Ce می‌باشد. بطور کلی میزان $HREE < LREE$ است و نمودار از HREE به سمت LREE با شیب کمی به سمت مقادیر کمتر می‌رود. در نمودار مقایسه‌ای با کانسارهای BIF بیشترین شباهت با تیپ آلوگوما مشاهده می‌شود.



شکل ۶-۸- نمودارهای عناصر کمیاب و REE کانسار زیدر در مقایسه با سایر کانسارها

فصل ہفتم

انگومی سسکسلیں، نوع کا نہ زاپی،

نتیجہ گیری و پیشہادات

۷-۱- مقدمه

ارائه یک الگوی زمین‌شناختی و پیشنهاد یک راهکار اکتشافی مبتنی بر مطالعه‌ی کانسارهای مشابه، یکی از مهم‌ترین اهداف مطالعه‌ی هر کانسار می‌باشد که در گرو شناخت دقیق عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی است. بررسی این عوامل نیازمند بررسی دقیق مشاهدات صحرایی، نتایج داده‌ای آزمایشگاهی و تلفیق مطالب مطرح شده در بخش‌های مختلف اعم از زمین‌شناسی، زمین‌ساخت منطقه، کانی‌شناسی و دگرسانی می‌باشد. در کانسارها و آثار معدنی منطقه مورد مطالعه، به منظور دستیابی به الگوی زمین‌شناسی، که سازوکار تشکیل ماده‌ی معدنی را توضیح دهد، بررسی‌های فوق‌انجام و الگوهای تشکیل و تمرکز ماده‌ی معدنی شناسایی گردید. در ادامه‌ی این بحث کانسار مورد مطالعه را با کانسارهای مشابه و شناخته شده ایران و جهان مقایسه کرده و پیشنهادات لازم برای شناسایی و اکتشاف مناطق امیدبخش و کانه‌سازی احتمالی در محدوده‌ی مورد مطالعه ارائه شده است.

۷-۲- شواهد ژنتیکی مهم

۷-۲-۱ محیط زمین‌شناسی تهنشت

بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده در محدوده مورد مطالعه، لایه‌ای بودن کانسنگ، حضور توفها، رسوبات کربناته نازک‌لایه، دولومیت و ماسه سنگ‌ها نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط دریایی بوده و نشانه تشکیل کانسار در یک محیط سکوی قاره‌ای (پلاتفرمی) می‌باشد. حضور کانی‌های آواری مانند کوارتز در میان کانسنگ نیز نشان‌دهنده تشکیل کانسار در یک حوضه رسوبی و دور از منشأ است.

۷-۲-۲- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

مطالعات سنگ‌شناسی در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده یک توالی آتشفشانی رسوبی شامل آهک اوریتولین‌دار (کرتاسه زیرین)، آهک‌های تخریبی، کنگلومرا با قطعات آذرین، ماسه سنگ، شیل، توف، و مارن می‌باشد که به صورت سکانسی تکرار می‌شوند و مربوط به ائوسن میانی می‌باشد.

۷-۲-۳- شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی

شکل هندسی و ساخت و بافت ماده‌ی معدنی در کانسار زیدر، به صورت عدسی و لایه‌ای، هم شیب و هم‌روند با سایر واحدهای منطقه است. ساخت و بافت‌های موجود در کانسنگ، لایه‌ای، توده‌ای، دانه‌پراکنده و جانشینی می‌باشد اما اشکال کلوفرمی و داربستی نیز دیده می‌شود. رگه-رگچه‌های کلسیتی و سیلیسی در تمام محدوده کانسار مشاهده می‌شوند هم‌چنین کانی‌های کوارتز در متن کنگلومرا دارای بافت اسفرولیتی نیز می‌باشند.

۷-۲-۴- کانی‌شناسی

مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد که کانسار آهن زیدر دارای کانی‌شناسی تقریباً ساده‌ای است و مگنتیت فاز کانیایی اصلی را نشان می‌دهد. هماتیت در فاز ثانویه کانه‌زایی تشکیل می‌شود که از تبدیل مگنتیت به وجود آمده است. هیدروکسیدهای آهن گوتیت و لیمونیت می‌باشند که به همراه هماتیت در فاز ثانویه کانه‌زایی تشکیل شده‌اند. کانی سولفیدی در این کانسنگ شامل پیریت می‌باشد که تشکیل آن مربوط به فاز اولیه کانیایی می‌باشد و در فاز ثانویه توسط هماتیت و سپس گوتیت جانشین شده است. باطله‌ها شامل کلسیت، کربنات، ژیپس و کوارتز می‌باشند و هم‌چنین کانی‌های رسی در آنالیزهای XRD شناسایی شده‌اند.

۷-۲-۵- دگرسانی و منطقه‌بندی آن‌ها

به طور کلی، دگرسانی در این کانه‌زایی شامل آرژیلیتی، کلریتی، سیلیسی، کربناتی، سرسیتی و آغشتگی‌های اکسید آهن (که به صورت لیمونیتی و هماتیتی شدن مشاهده می‌شوند) می‌باشد. از این میان دگرسانی کلریتی، گسترده‌ترین دگرسانی در منطقه است که واحد توفی میزبان را به شدت تحت تاثیر قرار داده است. همچنین دگرسانی آرژیلیتی با رنگ روشن کانی‌های رسی در این واحد مشخص است. سیلیسی شدن به صورت رگه-رگچه‌های سیلیس در تمام واحدهای رخنمون یافته در منطقه دیده می‌شود که نشانگر ورود سیال از طریق محلول‌های گرمابی به داخل شکستگی‌ها و ته‌نشین شدن در آن‌ها است. همچنین بافت اسفرولیتی سیلیس که بیانگر تبلور مجدد سیلیس و دگرسانی سیلیسی است. دگرسانی کربناتی نیز به صورت رگه‌های کربناته درشت بلور تمام واحدهای منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. دگرسانی سرسیتی به صورت تبدیل پلاژیوکلازها به سرسیت در مقاطع کاملاً مشخص است.

۷-۲-۶- شواهد ژئوشیمیایی

مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده بر روی عناصر اصلی و کمیاب موجود در کاز سنگ، نشان‌دهنده بالا بودن نسبت‌های La/Ce ، Fe/Mn و Si/Al و منشأ هیدروترمالی کانسار می‌باشند. نمودار توزیع عناصر کمیاب که نسبت به پوسته نرمالیز شده غنی شدگی در عناصر Cu, Mn, Co, Ni و Zn و تهی شدگی در عناصر Ti, V, Sr را نشان می‌دهد که در مقایسه با انواع کانسارهای BIF بیشترین شباهت را با تیپ آگوما دارد. همچنین نمودار عناصر نادر خاکی کمیاب که نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu و کمی آنومالی منفی Ce می‌باشد. بطور کلی میزان $LREE < HREE$ است و نمودار از $LREE$ به سمت $HREE$ با شیب کمی به سمت مقادیر کم‌تر می‌رود. در نمودار مقایسه‌ای با کانسارهای BIF بیشترین شباهت با تیپ آگوما مشاهده می‌شود.

۷-۳- ارائه مدل ژنتیکی کانسار آهن زیدر

۷-۳-۱- منشأ عناصر کانه‌ساز

سه منشأ احتمالی را می‌توان در مورد منشأ آهن و عناصر همراه آهن در کانسار آهن زیدر در نظر گرفت که در زیر به آن‌ها اشاره شده است.

الف) حاصل تخریب و فرسایش سازندها و کانسارهای قدیمی‌تر:

با توجه به اینکه در منطقه هیچ‌گونه سازند و کانسارهای قدیمی‌تر که حاوی مقادیر بالایی از آهن باشد، وجود ندارد نمی‌توان این مورد را به‌عنوان منشأ آهن و عناصر همراه آن در نظر گرفت. از طرفی مقادیر تیتان و آلومینیوم که نشانه منشأ تخریبی هستند (سوجیساک^۱، ۱۹۸۴) بسیار اندک است و نیز در نمودار سیلیس به آلومینیوم هیچ نمونه‌ای در قسمت خشکی‌زاد قرار نگرفته است.

ب) توده‌های نفوذی و سیالات داغ مرتبط با آن:

عدم وجود توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه و نیز عدم تبعیت کانه‌زایی از روند شکستگی‌ها نمی‌توان این منشأ را به عنوان تامین کننده عناصر سازنده کانسار در نظر گرفت.

ج) فعالیت ولکانیسم هم‌زمان با رسوب‌گذاری:

در این مورد آهن ممکن است به وسیله یکی از فرآیندهای زیر تامین شده باشد:

(۱) فعالیت ولکانیکی مستقیم که می‌تواند سیالات همراه با آن‌ها غنی از آهن باشد.

(۲) یا اینکه آهن از سنگ‌های ولکانیکی زیرین شسته و در نهایت در محیط نهشته شده باشد. به عقیده روی

(۱۹۹۲) کانسارهای تیپ رسوبی-اگزالاتیو که به وسیله فوران‌های زیردریایی هم‌زمان با رسوب‌گذاری تشکیل

شده‌اند، به وسیله همراهی آهن و منگنز مشخص می‌شوند. البته دو عنصر می‌توانند تحت تاثیر شرایط

فیزیکوشیمیایی محیط از هم جدا شده و تشکیل کانسارهای مخصوص به خود را بدهند.

¹ Sugisaki

در منطقه مورد مطالعه وجود توف‌های سبز اسیدی که می‌توان آن را به ولکانیک ائوسن در منطقه عباس آباد نسبت داد، حضور قطعات آذرین در کنگلومرای کمربالای ماده معدنی، هم‌چنین مطالعات ژئوشیمیایی که تأیید کننده نقش سیالات گرمابی در کانه‌زایی می‌باشد و هم‌چنین ساخت لایه‌ای ماده معدنی به صورت هم‌روند با میزبان توفی و توالی چینه‌شناسی منطقه حاکی از فعالیت آتشفشانی هم‌زمان با رسوب‌گذاری است. از طرفی حضور کانی‌های آواری مانند کوارتز در میان کانسنگ نیز نشان‌دهنده تشکیل کانسار در یک حوضه رسوبی دور از منشأ است بنابراین با توجه به شواهد فوق می‌توان گفت آهن و عناصر همراه آن در منطقه مورد مطالعه از منشأ آتشفشانی زیردریایی هم‌زمان با رسوب‌گذاری تامین شده و در محیط دریایی کم‌عمق دور از منشأ ته‌نشین شده‌اند.

۷-۳-۲- منشأ سیال کانه‌ساز

بر اساس نظر خراسکو^۱ (۱۹۵۱)، بناتی و همکاران (۱۹۷۶)، کریرار و همکاران (۱۹۸۲)، وارنتسو^۲ و همکاران (۱۹۹۳) و استاریکوا^۳ (۲۰۰۱)، آب‌های اقیانوسی فرورونده در شکاف‌های عمیق موجود در مراکز فعال گسترش بستر دریا که با فعالیت‌های آتشفشانی همراه هستند، می‌توانند بر اثر چرخش در داخل گدازه‌های دارای شار حرارتی بالا، گرم شده و فلزات را در خود تمرکز دهند. این آب‌ها پس از چرخش در داخل گدازه‌ها، سرانجام به بستر دریا راه پیدا می‌کنند و آهن خود را رسوب می‌دهند. بنابراین به احتمال زیاد در منطقه زیدر نیز، به‌طور عمده منشأ سیال کانه‌ساز آب دریا بوده است.

¹ Kheraskov

² Varentsov

³ Starikova

۷-۳-۳- مدل ژنتیکی و نحوه تشکیل کانسار زیدر

از مهم‌ترین مدل‌های نهشت آهن و منگنز در محیط‌های آتشفشانی-رسوبی، مدلی است که در آن ورود سیالات گرمابی-بروندمی غنی از آهن و منگنز به آب دریا و تغییر در شرایط فیزیکی شیمیایی مثل (T, pH, fO₂, fCO₂, fH₂S) باعث ته‌نشینی آهن و منگنز می‌شود. این مدل توسط محققین زیادی مثل روی (۱۹۸۱)، خراسکو (۱۹۵۱)، بروسنیت‌سین و ژوکو (۲۰۰۵)، کریرار و همکاران (۱۹۸۲) و وارنت سو و همکاران (۱۹۹۳) ارائه شده است. در این مدل سیال بروندمی دارای حالت اسیدی (pH = 4-6) است. آهن و منگنز در Eh پایین‌تر از ۰/۲- و pH کمتر از ۶ از حلالیت بالایی برخوردارند و در چنین شرایطی در محیط به صورت محلول هستند. با حرکت سیالات به سمت بالا توسط جریان‌های بالارونده و تغییر اندک در pH و Eh محیط رسوبی، بخشی از آهن محلول به شکل غیر محلول از سیال جدا شده و به شکل فاز سولفیدی (پیریت) درآمده و رسوب می‌کند. اما منگنز به دلیل حلالیت بالا نسبت به آهن به صورت محلول در محیط باقی می‌ماند. محلول باقی مانده با توجه به جدایی بخشی از آهن از آن، از نظر منگنز غنی شده و می‌تواند رسوبات غنی از منگنز و فقیر از آهن ایجاد کند. در ادامه با حرکت سیالات به سمت مناطق کم‌عمق‌تر و جایگزینی شرایط اکسیدان به جای شرایط احیایی در محیط رسوبی، Fe⁺² از نظر ترمودینامیکی در حضور اکسیژن ناپایدار گشته و به آهستگی اکسید می‌شود (یو^۱، ۱۹۹۰) و در مرز محیط اکسیدان-احیا اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن ایجاد می‌شوند. در ادامه باقیمانده آهن محلول نیز با رسیدن جریان‌های بالارونده به محیط‌های اکسیدان کم‌عمق‌تر در حضور اکسیژن، هیدروکسیدهای آمورف آهن سه ظرفیتی تولید می‌کند.

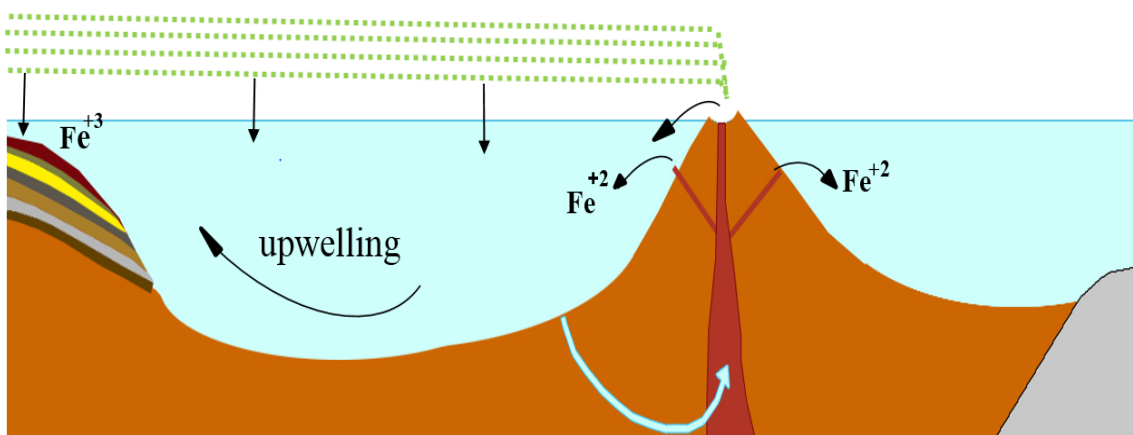
بنابراین در مورد کانسار آهن زیدر هم می‌توان گفت که سیالات گرمابی-بروندمی داغ، اسیدی و احیایی، پس از عبور از شکستگی‌های عمیق، عناصر کانه‌ساز را شسته، با خود به طرف بالا آورده و وارد حوضه دریایی کرده‌اند، سپس با حرکت به سمت قسمت‌های کم‌عمق دریایی و ایجاد شرایط مناسب ته‌نشست یعنی کاهش

¹ Yu

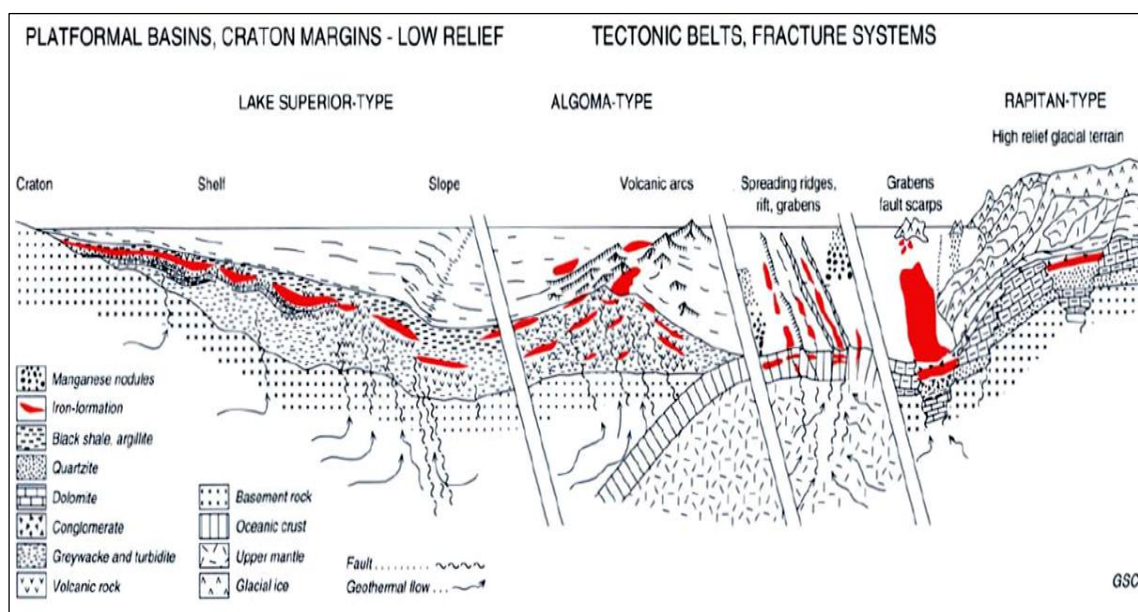
دما و افزایش pH، عنصر آهن به دلیل حلالیت و پایداری کمتر نسبت به منگنز، به صورت کانی اکسیدی مگنتیت و به مقدار کم ترهماتیت و پیریت ته‌نشین شده‌اند. ته‌نشینی آهن به صورت لایه‌ای و هم‌روند با میزبانی توفی و سایر واحدهای رسوبی منطقه است. در ادامه در طی دیاژنز هماتیت ثانویه و گوتیت طی فرآیند جان‌شینی به ترتیب از مگنتیت و پیریت تشکیل شده‌اند. سپس قطعات ولکانیکی به همراه رسوبات آواری وارد منطقه شده که تشکیل کنگلومرا با قطعات آذرین را داده‌اند. این واحد کنگلومرای به دلیل آغستگی به آهن به رنگ قرمز می‌باشد. لازم به ذکر است که مجموعه سنگ‌های در برگیرنده کانسنگ، مدت‌ها تحت تأثیر هوازدگی و دگرسانی قرار داشته‌اند. تشکیل رگه-رگچه‌های کلسیت و کوارتز نشانگر مرحله پایانی سیال گرمابی است. در منطقه هیچ کانی مستقلی از منگنز شناسایی نشده است که این امر می‌تواند به دلایل زیر باشد:

- سیال اولیه فقیر از منگنز بوده است.
 - منگنز به دلیل حلالیت بیشتر نسبت به آهن، شرایط اسیدی مناسب ($\text{pH} = 8$) برای ته‌نشست را نداشته لذا به صورت محلول از حوضه خارج شده و در مناطق کم‌عمق‌تر و دورتر از آهن ته‌نشین شده است.
- شکل (۱-۷) نحوه تشکیل کانسار آهن زیدر را به صورت شماتیک نشان می‌دهد. در شکل (۲-۷) محیط تکتونیکی برای تشکیل انواع کانسارهای آتشفشانی-رسوبی آهن نشان داده شده است (گراس^۱، ۱۹۹۶). همانطور که مشخص است نوع آلوگوما مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و فرآیند ولکانیسم می‌باشند که کانسارهای این نوع می‌توانند در یک محیط پشت کمانی نهشته شوند.

¹ Gross



شکل ۷-۱: الگوی تشکیل کانسار آهن زیدر به صورت شماتیک



شکل ۷-۲: محیط تکتونیکی برای تشکیل انواع سازندهای آهن نواری (گراس، ۱۹۹۶)

۷-۴- مقایسه کانسار آهن زیدر با کانسارهای شاخص آهن ایران و جهان

با توجه به اینکه کانسار زیدر یک کانسار آتشفشانی-رسوبی با ساخت غالب لایه‌ای و عدسی که در نمودارهای ژئوشیمیایی وانادیوم به تیتان و نیکل در محدوده کانسار آهن نواری قرار می‌گیرد و این کانسارها

به انواع سوپریور، آلوگوما و راپیتان تقسیم می‌شوند در ادامه برای درک بهتر از این کانسار به مقایسه آن با کانسارهای شاخص آهن آتشفشانی-رسوبی و نواری ایران و جهان می‌پردازیم:

۷-۴-۱- مقایسه با برخی کانسارهای شاخص ایران

۷-۴-۱-۱- کانسار آهن هنشک

این کانسار یک کانسار آهن-منگنز دار است که در پهنه برشی هنشک، زیرپهنه با دگرشکلی پهنه سنج-سیرجان، قرار گرفته است. واحدهای رخنمون‌یافته منطقه معدنی شامل شیل و ماسه سنگ و آهک بلورین پرمین می‌باشند. سنگ درونگیر ماده معدنی دولومیت‌های تریاس میانی و ژئومتری آن عدسی شکل و هم‌روند با لایه‌بندی و بافت آن توده‌ای، پرکننده فضای خالی، لامینه و دانه‌پراکنده است. کانی‌شناسی آن شامل هماتیت، مگنتیت، گوتیت، رام سدلیت، کریپتوملان و پسیلوملان بوده که همراه دولومیت، کلا سیت، کوارتز و باریت هستند. در مطالعات ژئوشیمی انجام شده نسبت‌های دوتایی عناصر نشان‌دهنده تشکیل کانسار از یک سیال گرمایی در محیط آتشفشانی-رسوبی کم‌ژرفاست. محتوای کبالت، نیکل و مس پایین بوده و دلالت بر منشأ گرمایی کانسار دارد (کاظمی راد و همکاران، ۱۳۸۸).

کانسار زیدر شباهت‌هایی از نظر محیط تشکیل و توالی رسوبی، کانی‌زایی مگنتیت، هماتیت و گوتیت، باطله‌ها، ژئومتری هم‌روند با لایه‌بندی، وجود بافت‌های توده‌ای و دانه‌پراکنده با این کانسار دارد. عدم حضور کانی‌های مستقل منگنز، میزبان توفی و نبود بافت لامینه از تفاوت‌های این دو کانسار می‌باشد.

۷-۴-۱-۲- کانسار آهن گل گهر

این کانسار در ۵۵ کیلومتری جنوب سیرجان و در شرق زون سنندج-سیرجان قرار دارد. سنگ‌های همبر کانسار شامل واحدهای رسوبی-آتشفشانی دگرگون شده در حد شیست سبز و با سن احتمالی پروتروزوئیک پسین می‌باشند. مهم‌ترین واحدهای سنگی میزبان کانسار شیل، ماسه‌سنگ، سیل بازالتی، گابروبی و دیابازی، سنگ‌های یخساری و توالیهای کربناتی-چرتی می‌باشد که در قسمت بالایی با توالیهای ضخیم کربناتی پایان می‌یابد. ساخت کانسار شامل نوارهای ضخیم، متوسط و ریز مگنتیت همراه، شیل، ماسه‌سنگ و کربنات‌های چرتی است، حضور قطعات تخریبی و معلق در نوارهای مگنتیت و سنگ‌های همبر، کانسار را در رده راپیتان قرار می‌دهد. مهم‌ترین بافت‌ها دانه‌ای، نواری، توده‌ای، جانشین و تبلور مجدد است. کانی‌شناسی شامل مگنتیت، هماتیت، گوتیت، مگمیت، پیریت و کالکوپیریت است و کانی‌های همراه شامل کلریت، کوارتز، مسکوویت، اپیدوت، تورمالین، کانی آلی گرافیت و به مقدار کمتر گارنت می‌باشد. از ویژگی‌های بارز کانسار کاهش میزان مس، سرب، روی، کبالت، نیکل و سایر عناصر فرعی است. منشأ اولیه این کانسار فعالیت‌های آتشفشانی-بروندمی است که در نهایت در برخورد با آب‌های اقیانوسی کانسارهای آهن رسوبی را ایجاد می‌کند (بابکی و آفتابی، ۱۳۸۵)

اگر چه می‌توان بین این کانسار و کانسار زیدر شباهت‌هایی در توالی رسوبی، منشأ و یا کانی‌زایی یافت اما حضور قطعات تخریبی در سنگ‌های همبر، محتوای عناصر کمیاب، حضور کانی آلی، گارنت و ایجاد دگرگونی در این کانسار و رخداد دگرسانی‌ها در کانسار زیدر از تفاوت‌های قابل توجه در این دو کانسار می‌باشند.

۷-۴-۱-۳- کانسار آهن منگنزدار نارینگان

این کانسار در ۳۰ کیلومتری بافق در زون ایران مرکزی و در سری ریزو قرار دارد. این سری تناوبی از شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، برش، کربنات و سنگ‌های آذرآواری است. شکل ماده معدنی لایه‌ای و تا حدودی عدسی

است سنگ آهک دولومیتی با لایه‌بندی مشخص و در کنار توف‌های سبز حاکی از فعالیت آتشفشانی اسیدی در دریای کم‌عمق زمان تشکیل کانسار بوده‌است. کانی‌شناسی شامل هماتیت، مگنتیت، پیرولولزیت، پسیلوملان و گاه لیمونیت است. کلسیتی شدن، سیلیسی شدن و تهنشینی اکسیدهای آهن و منگنز ثانویه در سنگ‌ها نشانه هجوم سیالات و هوازدگی و دگرسانی پس از تشکیل کانسار می‌باشد. دگرسانی کلریتی و سرسیتی و کلسیتی نیز در این کانسار به میزان زیادی دیده می‌شود. نسبت Si/Al بیانگر منشأ گرمایی برای این کانسار است (بنیادی و مر، ۱۳۸۴).

کانسار آهن زیدر در منشأ گرمایی، دگرسانی‌ها، ساخت و تا حدودی کانی‌شناسی، همچنین حضور توالی رسوبی و توف‌های سبز و محیط تشکیل با کانسار نارینگان شباهت دارد. میزان منگنز در کانسار زیدر در حدی نبوده که بتواند کانی مستقلی بسازد و تنها کانی‌زایی آهن صورت گرفته است.

۷-۴-۲- مقایسه با کانسارهای شاخص جهان

۷-۴-۲-۱- کانسارهای آلگومای آدامز- شرم، انتاریو، کانادا

کان آدامز در جنوب کرک‌لندلیک و کان شرم در بخش تماگامی، هر دو در انتاریو، دو کانسار BIF پرعیار نوع الگوما به‌شمار می‌روند. این دو کانسار، بخشی از کمربند سنگ سبز آرکئن ابیتیایی، و از نظر چینه‌شناسی بخشی از نظام رسوبی آهن‌دار هستند. کانسار آدامز، شامل طبقات مگنتیت و کوارتز نازک لایه و بخشی از سازند آهن بوستون است که ضخامت آن تا چند صد متر می‌رسد و تا ۱۰ کیلومتر در امتداد راستا گسترش دارد. مقدار آهن این BIF به‌طور متوسط ۲۷ درصد است. کانسارها به‌طور محلی مقداری پیریت مزاحم و اندکی هماتیت و ژاسب دارند. آن‌ها تا حدی دست‌خوش دگرشکلی شده‌اند، اگرچه ساخت‌های ناشی از لغزش رسوب نرم و متداول‌تر از بقیه‌اند. مقدار کمی از عنصرهای برون‌دمی، شامل Ni, Cr, Mn, Ba و حتی آثاری از Au نیز گزارش شده است.

پایین‌ترین چرخه سازند آهن در کان آدامز، بر روی روانه‌های ضخیمی از بازالت تولییتی بالشی قرار دارد. عدسی‌های کوچکی از سازند آهن کم‌عیار در این روانه‌ها مشاهده می‌شود. یک واحد توف فلسیک لایه‌ای، که سبزی آن تا ۱۰ متر می‌رسد، با همبری مشخص بر روی این سنگ‌های آتشفشانی مافیک قرار دارد. این واحد توفی حاوی میان لایه‌هایی از کانسنگ آهن است. لایه‌ای از سولفیدهای گرھکی و ریزدانه افشان با ضخامت چند سانتیمتر تا ۱۰ متر بر روی طبقات توفی نشسته است. پس از این لایه سولفیدی، رسوبات آهن‌دار چرتی شروع می‌شوند که شامل لایه‌های ظریف چرت و مگنتیت‌اند. دگرگونی بعدی تاثیر چندانی بر این لایه‌بندی ظریف نداشته و هم‌چنان حفظ شده است. هرچه به سمت بالای این توالی چرت-آهن پیش می‌رویم، مقدار مگنتیت نسبت به چرت افزایش می‌یابد و لایه‌های مگنتیت ضخیم‌تر می‌گردد. مقدار کمی از کانی‌های دیگر نیز در این سازند آهن مشاهده می‌شود. هماتیت، گاه در نوارهای مگنتیت وجود دارد که رنگ مایل به قرمز به آن‌ها می‌دهد، و گارنت، ترمولیت، اکتینولیت، پیریت و کلریت نیز حضور دارند. بر روی واحد کانسنگ، مقدار آهن دوباره کاهش می‌یابد و به زیر ۵ درصد می‌رسد. بر روی این BIF، یک افق توف گرافیتی و سولفیدی وجود دارد که ضخامت آن تا ۳ متر می‌رسد. این توف به نوبه خود توسط ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر کوارتزیت با سازنده‌های چرتی پوشیده می‌شود. نهشت رسوبی، با یک آتشفشانی شکافی پایان می‌یابد که روانه‌های مافیک و اولترامافیک بی‌ارتباط با فعالیت‌های فلسیک قبلی تولید کرده است.

پریاپیت، یکی از هشت توده آهن است که در کان شرمن وجود دارند. اغلب افق‌های سازند آهن در شرمن فقط ۳۰ تا ۵۰ متر ضخامت دارند، اما چین‌خوردگی و برشی شدن ناحیه‌ای ناشی از لغزش در جریان نهشت و پس از آن، این واحدها را تا حد زیادی ضخیم کرده است. بزرگترین تنه کان به نام سوت‌پیت، یک کیلومتر درازا و ۲۰۰ متر ضخامت دارد. کانسنگ‌های آدامز، رابطه بسیار نزدیکی با آتشفشانی زیر دریایی مرکزگرا دارند.

کانسنگ‌های کان شرم، در تماگامی نیز سنگ‌های مگنتیتی-چرتی نازک لایه و به رنگ خاکستری تا سفید هستند، اما حاوی ژاسب و پیریت کمتری می‌باشند و فقط آثار دگرگونی ملایمی در حد رخساره شیست سبز نشان می‌دهند. این سازند آهن به‌طور متوسط ۶۰ متر ضخامت دارد و گسترش آن در امتداد راستا به ۲ کیلومتر می‌رسد. حداکثر ضخامت این واحد، ۱۰۰ متر می‌باشد میان لایه‌های توفی اکنون شامل کلریت و استیلپنوملان هستند. طبقات کانسنگ به شکل ناودیس چین خورده‌اند و هر دو یال که اکنون ۷۵ درجه به سوی یکدیگر شیب دارند، استخراج می‌شوند. کانسنگ که هر ساله یک میلیون تن از آن بارگیری و حمل می‌شود، به‌طور متوسط حاوی ۲۵ تا ۳۰ درصد آهن است و تولید گلوله‌هایی با ۶۵ درصد آهن را ممکن می‌سازد. واحدهای BIF از نظر چینه‌شناسی بین لایه‌های گدازه و سنگ‌های آذرآواری قرار دارند؛ واحد قاعده‌ای شامل آندزیتی است که تا حد برشی شدن شکسته و خرد و توسط سیال‌های چشمه‌های زبردریایی که تصور می‌شود به‌هنگام نهشت کانسنگ وارد حوضه می‌شده، سیلیسی گشته است. این واحدهای BIF نازک لایه، پدیده‌های دگرشکلی رسوب نرم را به نمایش می‌گذارند و نمونه بارز کانسنگ‌های نوع الگوما هستند.

مهم‌ترین مشابهت کانسار زیدر به این دو کانسار ارتباط با ولکانیسم و فعالیت‌های آتشفشانی زبردریایی، حضور توف و سنگ‌های آذرآواری می‌باشد. کانه اصلی مگنتیت است که همراهی پیریت به مقدار کم و کلریت نیز دیده می‌شود.

۷-۴-۲-۲- کانسار شوی چانگ^۱

کانسار آهن شوی چانگ، سازند آهن نواری نوع الگوما می‌باشد. شکل کلی به صورت عدسی کشیده است. میزبان اصلی مگنتیت کوارتزیت است که دارای لایه‌بندی چرت و مگنتیت است. منشأ آهن و سیلیکات در

¹ Shuichang

این کانسار، سیالات هیدروترمال و فعالیت آتشفشانی زیردریایی می‌باشد. با توجه به مطالعات ژئوشیمی کانسار میزان $HREE < LREE$ و آنومالی Eu منفی است. کانسار شوی‌چانگ در ناحیه پشت کمان اقیانوسی نهشته شده است.

کانسار زیدر از نظر شکل عدسی، محیط تشکیل و رفتار عناصر نادر خاکی، هم‌چنین منشأ با کانسار شوی‌چانگ مشابهت دارد.

۷-۵- تقسیم بندی کانسارهای رسوبی نواری

۷-۵-۱- مقدمه

بطور کلی کانسارهای نواری به سه تیپ آلگوما، سوپریور و راپیتان تقسیم می‌شوند. بابکی (۱۳۸۳) ویژگی‌های این سه تیپ کانسار بر اساس فاکتورهای مختلفی از جمله سن، سنگ‌های همراه، توالی چینه‌ای، فعالیت ماگمایی و سنگ‌های آذرین همراه، بافت، ساخت، کانه، کانی‌های همراه و ویژگی‌های ژئوشیمیایی با هم مقایسه کرده است که به همراه کانسار آهن زیدر به منظور مقایسه در جدول (۷-۱) آورده شده است. ویژگی‌های کانسار آهن زیدر بیشترین شباهت را به تیپ آلگوما نشان می‌دهد که در ادامه برخی از ویژگی‌های کانسار آهن زیدر با تیپ آلگوما به تفصیل بیان شده است.

جدول ۷-۱: مقایسه کانسارهای آتشفشانی-رسوبی-بروندمی با کانسار زیدر با اقتباس از بابکی (۱۳۸۳)

کانسارهای آتشفشانی-رسوبی بروندمی	الگوما	سوپریور	راپیتان	زیدر
بافت	لایه‌ای، نواری، توده‌ای، رگه-ای، رگچه‌ای، استوک‌ورک	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، نواری، رگه‌ای و رگچه‌ای، جانشینی	توده‌ای، دانه پراکنده، جانشینی، داربستی
ساخت	توده‌ای و عدسی، استوک-ورک، رگچه‌ای	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، عدسی
کانه	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، پیروتیت	هماتیت، مگنتیت، پیریت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، گوتیت، لیمونیت
باطله	کوارتز، پلاژیوکلاز	کوارتز، سیلیکات‌های ورقه‌ای	کوارتز، کلریت، اکتینولیت	کلریت، کلسیت، کوارتز، کانی رسی
فعالیت ماگمایی	بازالت و ریولیت	نبود و یا کمبود مواد آذرین	بازالت با سنگ‌های دگرگونی	بصورت قطعات آذرین آندزیت و بازالت در کنگلومرا، توف اسیدی
ویژگی ژئوشیمیایی	آنومالی مثبت Cu, Zn, Ni و کانی‌سازی Au	آنومالی مثبت Mn، آنومالی منفی Eu	آنومالی مثبت Mn، آنومالی مثبت Eu و آنومالی منفی Ce	آنومالی منفی Ce و Eu، آنومالی مثبت Cu, Zn, Ni
سنگ‌های همراه	سنگ‌های اسیدی تا حد واسط زیر دریایی همراه با گری‌واک، ماسه‌سنگ، شیل آلی	کنگلومرا، کوارتزیت و بازالت و شیل گرافیتی	سنگ‌های تخریبی، یخساری، سنگ‌های رسوبی کم عمق، ماسه سنگ، شیل، سنگ آهک دولومیتی چرت دار	کنگلومرا، آهک دولومیتی، آهک تخریبی، ماسه سنگ، توف، مارن و شیل
سن	قدیمی‌تر از ۲۶۰۰ میلیون سال	قدیمی‌تر از ۱۸۰۰ میلیون سال	۴۵۰ تا ۸۰۰ میلیون سال	اوسن
محیط ته‌نشست	آب‌های کم عمق فلات قاره، حوضه‌های تبخیری کم عمق و جدا شده، حوضه‌های درون کراتون	حوضه‌های درون قاره‌ای و بخش پایدار سواحل قاره‌ای	شرایط پایدار قاره‌ای در زمان گسترش یخچال‌های جهانی	محیط دریایی کم عمق
گسترش و ضخامت و شکل هندسی	توده‌ای و عدسی شکل با چندین کیلومتر طول و ضخامت بین ۰/۱ تا ۱۰ متر	توده‌ای، لایه‌ای به طول بیش از صد کیلومتر و ضخامت بین ۱ تا چندین کیلومتر	توده‌ای، عدسی شکل به طول چند متر تا چند کیلومتر و با ضخامت ۰/۱ متر تا چندین متر	لایه‌ای و عدسی شکل با گسترش محدود
موقعیت تکتونیکی	کمرندهای آتشفشانی مناطق قوسی، گرآب‌ها	حوضه‌های فلات قاره‌ای	محیط کافتی	پشت کمان آتشفشانی
مثال	آدامز-شرمن (اونتاریو)	لیک سوپریور، آمریکا	بندرعباس، بافق	

۷-۵-۲- مقایسه کانسار آهن زیدر با تیپ‌های آتشفشانی-رسوبی-بروندمی

۷-۵-۲-۱- محیط تکتونیکی

کانسارهای تیپ آگوما از نظر محیط تکتونیکی در کمربندهای آتشفشانی مناطق قوسی، گرابن‌ها تشکیل می‌شوند. کانسار زیدر از نظر موقعیت زمین‌شناسی در زیرپهنه سبزوار قرار گرفته است که این زیرپهنه به لحاظ موقعیت تکتونیکی، ناحیه پشت‌کمانی می‌باشد.

۷-۵-۲-۲- محیط ته‌نشست و سنگ‌های همراه

نوع آگوما از دیدگاه محیط تشکیل با توجه به ساختمان‌های رسوبی همراه با نظریات مختلفی روبه‌رو است که عبارتند از:

- آب‌های کم‌عمق فلات قاره

- حوضه‌های تبخیری کم‌عمق و جدا شده

- حوضه رسوبی روی خطوط ساحلی

- حوضه‌های درون کراتون

کانسار زیدر با توجه به مطالعات زمین‌شناسی در یک محیط دریایی کم‌عمق تشکیل شده است.

مجموعه سنگ‌های همراه در کانسار تیپ آگوما سنگ‌های اسیدی تا حد واسط زیر دریایی همراه با گری‌واک، ما سه سنگ، شیل آلی می‌باشد در مورد کانسار زیدر، میزبان کانه‌زایی توف‌های اسیدی بوده و کنگلومرا با قطعات آذرین، کمربالای ماده معدنی است، سایر واحدهای محدوده کانسار شامل ما سه سنگ و واحدهای آهکی می‌باشند.

اگر چه کانسار زیدر در موارد زیادی با تیپ آگوما شباهت‌هایی دارد که عمده این شباهت‌ها عبارتند از محیط تکتونیکی تشکیل، محیط ته‌نشست، منشأ آتشفشانی و ارتباط با ولکانیسم، شباهت‌های بافت و

ساختی، گسترش محدود، شباهت ژئوشیمیایی و تشابهات کانیایی. اما تفاوت‌هایی نیز وجود دارد که می‌توان به مقوله سن اشاره کرد. سازندهای نواری عمدتاً در سه برهه زمانی مربوط به آرکئن و پروتروزوئیک که شامل ۳۵۰۰ تا ۳۰۰۰ میلیون سال پیش، ۲۵۰۰ تا ۲۰۰۰ میلیون سال پیش و ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ میلیون سال پیش می‌باشد، حادث شده‌اند اما با توجه به شرایط مشابه تشکیل کانسار آلگوما با محیط‌های دریایی امروزی در محل آب‌های گرمایی، تشکیل کانسار آلگوما پس از محدوده سنی اشاره شده دور از انتظار نیست. همچنین نواربندی منظم قابل انتظار در کانسارهای آلگوما که شامل تناوب لایه‌های چرتی و آهن می‌باشد در کانسار زیدر مشاهده نشد که می‌توان این‌طور بیان کرد که سیلیس به طور غالب به صورت کانی کوارتز در رگه-رگچه‌های سیلیسی در کانسار زیدر وجود دارد و میزان آن به اندازه‌ای نبوده که تشکیل لایه‌بندی دهد. با توجه به شواهد می‌توان کانسار آهن زیدر را در رده کانسارهای رسوبی-بروندمی قرار داد.

۷-۶- پیشنهادات اکتشافی

- با توجه به محدود بودن ماده معدنی به واحدهای چینه‌شناسی خاص، در صورت تعقیب افق‌های مشابه در مقیاس ناحیه‌ای، ممکن است مناطق جدیدی شناسایی شود که دارای پتانسیل آهن باشد.
- با توجه به ارتباط نوع آلگوما با سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و حدواسط زیردریایی، بعضاً نوع آلگوما در مجاورت ماسیوسولفیدهای Cu-Zn تشکیل می‌شود. لذا پی‌جویی به منظور اکتشاف این ذخایر می‌تواند مفید باشد.
- انجام مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار (D/H و O^{18}/O^{16}) برای تعیین منشأ سیالات مؤثر در تشکیل کانسار، ضروری است.
- وجود دگرسانی کلریتی و کربناتی می‌تواند به عنوان راهنمای خوبی برای اکتشاف کانسارهای آهن در منطقه باشد.

منابع

منابع فارسی

- آقانباتی، س.ع.، (۱۳۸۸)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۵۸۶ صفحه.
- اسماعیلی، د.، شیبی، م.، کنعانیان، ع.، (۱۳۸۴)، "پتروژنز و روند تکاملی اسکارن آهن پنج کوه"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۹، صفحات ۱۵-۲۵.
- افتخارنژاد، خ.، آقانباتی، س.ع.، (۱۳۷۰)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امینی، م. ر.، قلمقاش، ج.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بابکی، آ.، آفتابی، ع.، (۱۳۸۵)، "بررسی الگوی کانسارسازی آهن در کانسار گل‌گهر سیرجان، کرمان". فصلنامه علوم زمین. شماره ۶۱، صفحه ۴۰-۵۹.
- بادامه، ع.، (۱۳۸۲)، "پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میان‌دشت (شرق شاهرود)"، پایان نامه کارشناسی ارشد: دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۱ صفحه.
- بنیادی، ز.، مر، ف.، (۱۳۸۴)، "زمین‌شیمی و تشکیل کانسار آهن- منگنز نارینگان، بافق، استان یزد"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۷، صفحه ۵۴-۶۳.
- حسن‌زاده، ج.، صادقی، ر.، صادقی دعوتی، و.، (۱۳۹۲)، "بررسی آل‌بیت هیدروترمال و ارتباط آن با کانه‌زایی مگنتیت در کانسار آهن آنومالی شمالی، شمال بافق"، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۲۴۳-۲۴۷.
- حسینی، س.، معمارزاده، م.، عرب امیری، ع.، ابراهیمی، س.، کامکار روحانی، ا.، (۱۳۹۰)، "مطالعات اکتشافی و زمین‌شناسی در محدوده کانسار آهن زیدر شاهرود". شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز.
- حسینی، س.، (۱۳۹۱)، "پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی به منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی"، پایان نامه کارشناسی ارشد: دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۲۶ صفحه.
- حسینی، ع.، (۱۳۷۴)، "مطالعات ژئوشیمیایی گرانیتهای جنوب بیارجمند با روش اسپکتومتری". پایان-نامه کارشناسی ارشد:
- درویش‌زاده، ع.، (۱۳۸۲)، "زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، تهران، ۴۳۴ صفحه.

- دولتشاهی، ن.، (۱۳۹۰)، "بررسی ژنز کانه‌زایی مس همراه با سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن، شمال ایران مرکزی، شرق و جنوب شرق شاهرود"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۰۴ صفحه.
- شهاب‌پور، ج.، (۱۳۹۰)، "زمین‌شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ۵۴۷ صفحه.
- فرهمند، ا.، (۱۳۷۹)، "طرح اکتشاف تکمیلی آهن زیدر"، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان سمنان.
- قربانی، م.، (۱۳۸۱)، "دیبچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ صفحه.
- کاظمی‌راد، م.، راستاد، ا.، محجل، م.، (۱۳۸۸)، "کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسارهای آهن-منگنز هنشک، گلی و چشمه اسی در شمال شرق صفا شهر، استان فارس"، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- کیانیان، م.، خاکزاد، ا.، رسا، ا.، وثوقی عابدینی، م.، (۱۳۸۸)، "ژئوشیمی کلاهدک کربناتی نئوپروتروزوئیک سازند آهن نواری ریزو در جلال آباد زرنند"، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۵، شماره ۱، صفحه ۴۹-۳۶.
- مردانی بلداجی، م.، (۱۳۹۰)، "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز"، جنوب بیارجمند- شاهرود، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مصدق، م.، (۱۳۹۴)، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار منگنز هلالان، منطقه معلمان، جنوب دامغان"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۹۰ صفحه.
- موسوی حرمی، ر.، (۱۳۸۶)، "رسوب‌شناسی"، انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد، ۴۷۴ صفحه.
- نوایی، ا.، صالحی راد، م.، مجیدی، ب.، (۱۳۶۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وکیلی نوش‌آبادی، م.، (۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن ورتاوه، جنوب کاشان"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۹ صفحه.

References

- Alavi, M., (1991), "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran". *Geol. Soc. of Amer. Bull.* v. 103. pp. 983-992.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R., (2011), "Zagros orogeny": a subduction-dominated process, *Geol. Mag.*: pp 1 of 34.
- Agard, P., Jolivet, L., Vrielynck, B., Burov, E., and Monie, P., (2007), "Plate acceleration": the obduction trigger, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 258, 428-441.
- Agard P., Jolivet L. & Goffé B., (2001), "The Schistes lustrés complex" : a key for understanding the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps, *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.172, 617-636 p.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., (2007), "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran": implications for initiation of Neotethys subduction, *J. Asian Earth Sci.* 30, pp 474- 489.
- Arvin, M., Robinson, P.T., (1994), "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic Melange, southwest of Kerman, Iran". *Canadian journal of Earth Sciences*, 31, P 824-834.
- Bagheri, S., Stampfli, G. M., (2008), "The anarak, Jandagh and Posht-e-badam metamorphic complexes in central Iran": New geological data, relationships and tectonic implications. *Elsevier, Tectonophysics*, v,451, p. 123-155.
- Barnes, H. L., (1997), "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", John Wiley & Sons.
- Baroz, R., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, H., Ohnenstetter, M. and Rocci, G., (1984), "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions" *Neues J. Geol. Palaont. Abh.*, 168, pp 358–388.
- Barrtt, T.J., and MacLean, W.H. (1999): "Volcanic sequences, Lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic associated massive sulfide systems, in volcanic associated massive sulfide deposits": processes and examples in modern and

- ancient setting, C.T. Barrie and M.D.Hannington eds, society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, Volume8, pages 101-131.
- Bates, R.L. and Jackson, J. A., (1980), "Glossary of geology". American Geological Institute, Falls church, Virginia, 751p.
 - Berberian. M. and King. G.C.P., (1981), "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran" Can. J. Earth Sci. 18, pp 210–265.
 - Berner. R., (1971), "Principles of chemical sedimentology", McGraw, New York.
 - Bonatti. E. Zerbi. M. Kay. R. and Rydell. H., (1976), "Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites": Mesozoic Equivalents of Modern Deposits from Oceanic Spreading Centers, Bull. Geol. Soc. Am. vol. 87, pp 83–94.
 - Bonatti. E., (1975), "Metalliferous deposits at oceanic spreading centers". Annu Rev earth Planet Sci, Vol 3, pp 401-431.
 - Brookins D. G., (1988), "Eh–pH Diagrams for Geochemistry", Springer–Verlag. Berlin. 176 pp.
 - Brusnitsyn, A.I., and Zhukov. I.G., (2005), "The South faizuly manganese deposit in the Southern Urals": Geology, Petrography and Formation Conditions, Litol. Polezn. Iskop., vol. 40, no. 1, pp. 35–55.
 - Cann, J. R., Winter, C. K. and Pritchard, R. G., (1977), "A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden", Miner. Magaz., 41: 193- 199.
 - Crerar, D. A., Namson. J. Chyi. M. S. Williams. L. Feigenson. M.D., (1982), "Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for the hydrothermal convection at oceanic" spreading centers, Economic Geology, V. 77, Pp 519- 540.
 - Castor, S. B. and Hedrick, J. B., (2006), "Rare earth elements". In: Kogel, J. E., Tivedi, N. C., Barker, J. M. and Krukowski, S. T. (eds.): "Industrial minerals and rocks commodities, markets and uses". 7th edition. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Littleton. Colorado.
 - Chen JM, Hao OJ., (1998), "Microbial chromium (VI) reduction". Crit Rev Environ Sci. 28(3):219–251.

- Clark, L. A., (1942), "Genetic implications of fragmental ore texture in Japanese Kuroko deposits": Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, V. 76, p. 105-114.
- Craig, J.R. and Vaughan, D.I., (1981), "Ore microscopy and ore petrography", John Wiley and Sons, Inc., 406 p.
- Craig, J. R., (1979), "Geochemical aspects of the origins of ore deposits", 225-271. In Siegel, F. R. (ed.) Review of research on modern problems in geochemistry, UNESCO, 290p.
- Einaudi, M. T., (1981), "Skarn associated with porphyry plutons. I. Description of deposits, southwestern North America, II. General features and origin", in Titley, S. R., (ed), Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson, Univ. Ariz. Press, P. 139-183.
- Einaudi, M. T., Burt, D. M., (1982), "Terminology, classification, and composition of skarn deposits". Economic Geology, V.77, p. 745-754.
- El habaak, G. H., (2004). "Pan-African skarn deposits related to banded iron formation, Um Nar area, central Eastern Desert, Egypt", Journal of African Earth Sciences, V:38, 199-221.
- Evans, A. M., (1997), "An Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impacts": Black well Science, 390p.
- Frietsch, R., (1978), "On the magmatic origin of the iron- ores of the Kiruna type": Economic Geology, v. 73, p. 478- 485.
- Frietsch, R., Perdahl, H. A., (1995), "Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna- type iron ores and some other iron ore types", Ore Geology Reviews, V:9, 489-510 pp.
- Folk, R. L., (1974), "Petrology of sedimentary rock": Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182P.
- Folk, R. L., (1954), "The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature". Journal of Geology, 62(4), 344-359pp.
- Forster, H., Knittel, U., (1979), "Petrographic observations on a magnetite deposit at mishdovan, Central Iran". Econ. GeoL., 74: 1485-1489; Lancaster.

-
- Fotoohi rad. G. R., Droop. G. T. R., Burgess. R., (2009), “Early Cretaceous exhumation of high- pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, Eastern Iran”, *Geological Journal*, 44(1): pp. 104-116.
 - Galli, A., Kitzes, J., Wermer, P., Wackernagel, M., Niccolucci, V., Tiezzi, E., (2007), “An exploration of the mathematics behind the ecological footprint”. *International Journal of Ecodynamics*, V:2 (4), p. 250-257.
 - Ghasemi. A. and Talbot. C. J., (2006). “A new tectonic scenario for the Sanandaj– Sirjan Zone (Iran)” *J. Asian Earth Sci*, 26, pp 683–693.
 - Goldschmidt, V. M., (1954), “Geochemistry”, Oxford University Press. 152 p.
 - Grigoryev. N. A., Sazonov, V. N., Murzin, V. V. and Gladkovskiy, (1990), “sulfides as gold carriers in skarn magnetite deposite skarns and ores” .*Geochemical international*,v.27,p/142-146.
 - Gross, G.A., (1996), “Algoma-type iron formation”. In: *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*.
 - Guilbert, J.M., and Park, C.F (1997), *The geology of ore deposits*, Freeman. New York. 985 p.
 - Harker, A., (1909), “The natural history of igneous rocks”, Methuen &co.London.
 - Haynes, D.W. cross, K.C., Bils, R. T., and Reed, M. H., 1995. “Olympic Dam ore genesis, A fluid mixing model”, *Eco.Geol.*, Vol. 90, pp. 281-307.
 - Hein. J., (1997), From Nicholson. K. Hein. J. R. Buhn. B. & Dasgupta. S. (eds). “Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. Manganese mineralization: Geochemistry and Mineralogy of terrestrial and marine deposits” *Geological society special publication No.119*, pp 123-138.
 - Hemley, J., and Jones, W. R., (1964), “Chemical aspect of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism”: *Economic geology*, v. 13, p. 538- 569.
 - Hitzman M, Kirkham R, Broughton D, Thorson J., Selly D., (2005), “The sedimenthosted stratiform copper ore system”. In: Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP (eds) 100th Anniversary volume. *Society of Economic Geologists*, pp 609–642.

- Holtstam, D., (2001), "W and V mineralization in Longban- type Fe- Mn deposits: Epigenetic or syngenetic", GFF. Vol 123, pp 29-33.
- James. H. L., (1966), "Chemistry of the Iron- rich Sedimentary Rocks". 61p. (United States Geological Survey, Professional Paper 490w).
- Karakus. A., Yavuz. B., Koc. S., (2010), "Mineralogy and major trace element geochemistry of the Haymana manganese Mineralization", Ankara, Turkey, Geochemistry International, 48: 1014.
- Kesler, S. E., (1994), "Mineral resources, economics and the environment", Macmillan College Publishing.CO, Inc. 391p.
- Kheraskov. N. P., (1951), "Geology and genesis of manganese deposits in Eastern Bashkiria". Voprosy litologii stratigrafii SSSR. Pamyati akademika A. D. Arkhangel'skogo (Problems of Lithology and Stratigraphy of the USSR" In memory of Academician A.D. Arkhangel'skii), Moscow: Akad. Nauk SSSR, pp 47-65.
- Klein. C., Beukes, N. J., (1989), "Geochemistry and sedimentology of a Facies transition from limestone to iron- formation in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa". Econ. Geol. V. 84, p. 1733-1774.
- Klein, C. A. & Ladeira, E. A., (2004), "Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formation from the Urucum district, Mato Grosso Do Sul, Brazil," Econ. Geol., Vol. 99: 1233-1244.
- Krauskopf, K.P. and Bird, D.K., (1979), "Introduction to geochemistry", McGraw-Hill, 2nd edition, International Series, 617 p.
- Lagast, J., (2009), "Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from olkaria domes geothermal field", Kenya.
- Lohberg B.E.H. and Honrdal A.K., (1998), "Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores.Mineralium Deposita".Vol-48: 487-504.
- Lottermoser. B. G., (1992) "Rare earth element and hydrothermal ore formation processes" Ore Geology reviews, 7, 25,-41.
- Mason, B. and Moore, C. B., (1982), "Principles of geochemistry". John Wiley & Sons, Inc., New York.

- Maynard. J. B., (1985), "Composition of plagioclase feldspar in modern deep- sea sands": relationship to tectonic setting. *Sedimentology*, V. 31, p. 493-501.
- Maynard. J. B., (1983), "Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits", Springer, New York, pp 305.
- McCall. G. J. H., (1997), "The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran", *J. Asian Earth Sci.*, 15, 517– 531.
- McMillan, W. J., Panteleyev, A., (1990), "Porphyry copper deposits", in Roberts, R. G. and Scheahan, P. A. (eds.), *Geoscience Canada, Reprint Series 3*, 194p.
- Meinert, L. D., (1992), "Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico". *Economic Geology*, 82, 523-545.
- Middlemost, E. A. K., (1994), "Naming materials in the magma/igneous rock system". *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Mills. R. A. Eldefield. H., (1995), "Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG mound". 26 N Mid Atlantic Ridge" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3511-3524.
- Montoya, J. W., and Hemley, J. J., (1975), "Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions": *Econ Geol*, V. 70, pp. 577-594.
- Nicholson. K., (1992), "Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides: Guides to metallogenesis" *Economic Geology*, V. 87, pp 1253–1264.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F., (1994), "Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden": Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89: 820-39.
- Peter, J. M., Scott, S.D., (1999), "Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshi- type deposit in Barrie" *Society of Economic Geologists*, V. 8.
- Pettijohn, F.J., (1975), "Sedimentary rocks". Harper and Row, New York, 628p.
- Ramdohr, P., (1980), "The ore minerals and their intergrowths". Sec. Edition, English translation of the 4th. Edition. Two volumes, pergamon press. 1205 p.
- Ray. G. E., (1995), "Fe skarn". In: *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*.
- Rollinson, H.R., (1992), "Using geochemical data": evaluation, presentation, interpretation. Longman, U. K., 352p.

- Rona. P. A., (1980), "Hydrothermal manganese deposits of Mid Atlantic ridge crest (Latitude 21°N)", in: Varentsov, I.M. and Grasselly, G. eds. *Geology and geochemistry of manganese*. Stuttgart Schweizerbartsche. V. 3. P. pp 195- 210.
- Rossetti. F. Nasrabad. M. Vignaroli. G. Theye. T. Gerdes. A. Razavi. M. and Moin Vaziri. H., (2010), "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran)": implications for the closure of the Mesozoic peri- Tethyan oceans in central Iran, *Terra Nova*, v 22, pp 26- 34.
- Roy, S., (1992), "Environment and processes of manganese deposition", *Econ. Geol.*, 87, 1215-1236 P.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. & Monsef, I., (2009), "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran)": Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *C. R. Geoscience*, 341, 1016-1028.
- Shah, M.T., Moon, C.J., (2007), "Manganese and ferromanganese ore from different tectonic setting in the NW Himalayas", *Pakistan, J. Asian Earth Sci.* 29, 455-465.
- Shaw, D. M., (1964), "Interpretation geochimique des elements en traces dans les roches cristallines", Masson ET Cie, Paris.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K., and Ghazi, A. M., (2003), "Petrology, geochemistry and tectonics of the sabzevar ophiolite, North Central Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, vol 21, Issue 9, 1053-1067.
- Stampfli, G.M., (1978), "Etude geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus, Iran NE", *These Genève*, 329 p.
- Stampfli. G. M. and Borel. G. D., (2004), "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones". *Earth Planet, Sci. Lett.* 196, 17-33.
- Stanton, R. L., (1972), "Ore petrology", McGraw- Hill, New York, V: 177, No: 4050.
- Stocklin, J. (1968), "Structural history and tectonics of Iran": a review. *A.A.P.G. Bulletin*, 55, 229-1258.
- Starikova. E. V., (2001), "Behavior of iron and manganese in hydrothermal sedimentary processes": Analysis of Natural and Calculation Data. In *Metallogeniya drevnikh i*

- sovremennykhokeanov - Istoriya mestorozhdenii i evolyutsiya rudoo brazovaniya (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans - 2001: History of Deposits and Evolution of Mineralization), Miass: Inst. Miner. Ural. Otd. Ross. Akad. Nauk, 2001, pp 71–77.
- Stumm. W. Giovanoli. R., (1976), “On the nature of particulate manganese in simulated lake waters”, *Chimia* V. 30, pp 423–425.
 - Sugisaki, R., (1984), “Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean–floor sediments deposited since the middle Cretaceous”: basic evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments” *The Journal of Geology*, V. 92, pp 235–259.
 - Taylor, H. P., (1971), “The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition”: *Economic Geology*, V. 69, p. 843-883.
 - Toth, J., (1980), “Cross-formational gravity- flow of ground water”: a mechanism of transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic theory of petroleum migration), in Roberts, W. H. III, and Cordell, R. J. (eds.). *Problems of petroleum migration: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, No. 10, p. 121-167.
 - Tucker, M. E., (2002), “Sedimentary petrology (an introduction to the origin of sedimentary rocks)”, 2Ed, Blackwell Scientific Publ., London. 252 p.
 - Varentsov. I. M. Veinmarn. A. B. Rozhnov. A. A. et al., (1993), “Geochemical model of the formation of manganese Ores in the Famennian rift basin of Kazakhstan (main Components, rare earths, and trace elements)”, *Litol. Polezn. Iskop.* vol. 28, no. 3, pp 56–79.
 - Wilson, M., (1989), “Igneous petrogenesis a global tectonic approach”, Unwin Hyman Ltd., London, 466p.
 - Xiaojing, Z., Lianchang, Z., Peng, X., Bo, W., Franco, P., (2011), “Zircon U- Pb age, Hf isotopes and geochemistry of Shuichang Algoma- type banded iron- Formation, North China Craton”: Constraints on the ore- forming age and tectonic setting, Elsevier, vol. 20, p. 137-148.

- Young, R.A., (1988), "Pleistocene geology of Irondequoit Bay": In: W.J. Brennan (Ed.) Late Wisconsinan Deglaciation of the Genesee Valley, Guidebook 51st Annual Meeting Friends of the Pleistocene, Geneseo (SUNY), New York, p. 73-87.
- Yu. G., (1990), "Processes of formation of iron-manganese oxy-hydroxides in the Atlantis –II and Tethys deeps of Red Sea" Spec. Pubs int. Ass. Sediment. II,

Abstrac

Zeydar iron ore deposit is located in 80km east of shahrood and about 25 km east of mayamey, on the Sabzevar subzone and northern end of central Iran structural zone. Lithological sequence in region with the general trend North east – South west, consists of Cretaceous limestone and units of clastic limestone, sandstone, marl, tuff, shale and conglomerate is the middle Eocene age. Iron mineralization has occurred as stratiform and concordant with beddly. Mineralization in primary, secondary and composed under the influence of weathering. The main minerals identified in the area include magnetite, hematite, pyrite, goethite, limonite and gangue minerals are calcite, chlorite, silica, gypsum and also in some cases clay minerals. Based on field observations, crafts and microscopic samples of tissue types, the main structures of the ore deposit consists of layered, lentiform and main textures are massive, disseminated, succession, coloform and skelletal. Chlorite altration as green in tuff unit is widest alteration in region. Other altrations are argillic, sericitic, silication, carbonatization and iron oxide alteration. Based on geochemical studies, binary ratios of Mn/Fe, Zn/V, Co/V, Cr/V and Co/Ni, located these deposite in volcanic-sedimentary deposits. According to V/Ti and V/Ni diagrams, deposit placed within the banded iron formation. Also according to the ratios of Al/Si and La/Ce, in seawater enriched by hydrothermal-exhalative fluids and is formed in sedimentary environment under Eh, pH changes. The pattern of trace elements normalized to crust enriched in Cu, Mn, Co, Ni and Zn and depleted in Ti, V, Sr that compared with bif types shows most similar to Algoma type. Chondrite normalized REE diagram indicating negative anomaly of Eu and a small amount of Ce, and HREE >LREE. In comparison with deposits types, Algoma-type most closely with this deposit. The Zeydar iron deposit from the view of tectonic and depositional environments, host rocks, geometry, mineralogy and structure display most similar to volcanic-sedimentary type iron deposits.

Keywords: Iron, tuff and marl, stratiform, volcanic-sedimentary, middle Eocene, Zeydar, Mayamey



University of Shahrood

Faculty of Earth Science

Department of Petrology and Economic Geology

**Mineralogy, geochemistry and genesis of The Zeydar Iron
deposit, East of Mayamey**

Akram Rajaei Ghahremanloo

Supervisor:

Dr. F. Fardoost

September 2015