بسم الله الرحمن الرحيم

دانشکده علوم زمین
رشته زمین‌شناسی گرایش اقتصادی
پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ، جنوب شاهرود

نگارنده: **منا مهدوری**

استاد راهنما:
دکتر فردین موسیوند

استاد مشاور:
دکتر محمود صادقیان

شهریور ۱۳۹۵

دانشگاه شاهرود
مدیریت تحصیلات تکمیلی
فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:
تاریخ:
ویرایش:

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد منا مهدوری به شماره دانشجویی ۹۲۱۳۸۵۴ رشته زمین‌شناسی گرایش اقتصادی با عنوان زمین شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل آهن – سلستیت کوه ریگ، جنوب شاهرود که در تاریخ ۱۳۹۵/۰۶/۱۴ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : عالی امتیاز ۱۹) ☐ دفاع مجدد ☐ مردود ☐

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)
۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)
۳- خوب (۱۷/۹۹ -۱۶)
۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)
۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام ونام خانوادگی	مرتبهٔ علمی	امضاء
۱- استادراهنما	دکتر فردین موسیوند	استادیار	
۲ استاد مشاور	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۲- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی رضایی کهخائی	استادیار	
۳- استاد ممتحن	دکتر فرج اله فردوست	استادیار	
۴ - استاد ممتحن	دکتر مسعود علی‌پوراصل	استادیار	

امضاء

رئیس دانشکده
وزارت علوم، تحقیقات و فناوری
دانشگاه شاهرود
دانشکده علوم زمین

تقدیم به:

مهربان فرشتگانی که

لحظات ناب باور بودن

لذت و غرور دانستن

جسارت خواستن

عظمت رسیدن

و تمام تجربه‌های یکتا و زیبای زندگیم

مدیون حضور سبز آن‌هاست

پدر و مادرم گرامی و عزیزم

تقدیر و تشکر

سپاس خداوندی را که سرآغاز و سرانجام سپاس برای اوست و بنده را توان سپاسگزاری شایسته‌اش را نباشد. درود و سلام بر آنان که چراغ آزادگی و انسانیت را برافراشتند تا در مسیر زندگی سرگردان و متحیر نمانیم. و سپاس از همه آنان که در راه رشد و کمال با ایثار و از جان گذشتگی راه را بر ما هموار کردند و از آنان که در راه علم و دانش سوختند تا روشنایی علم، عالم گیر شود.

استاد راهنمای دلسوز و بزرگوارم، جناب آقای دکتر موسیوند، که بی‌شک راهنمایی‌های ارزنده، دانش و دلسوزی‌های ایشان سبب به انجام رسیدن این تحقیق شده است، کمال تشکر را دارم.

استاد مشاور بزرگوارم، جناب آقای دکتر صادقیان، که با قبول زحمت مشاوره این تحقیق، در رفع نقایص و مشکلات علمی از هیچ کوششی فرو گذار نکردند، صمیمانه سپاسگزارم.

جناب آقایان دکتر فردوست و دکتر علی‌پور که زحمت داوری این پایان‌نامه را بر عهده داشتند، کمال قدردانی و تشکر را دارم.

از زحمات جناب آقای دکتر امیدی رئیس دانشکده و جناب آقای دکتر جعفری مدیر گروه دانشکده، صمیمانه سپاسگزارم.

از دوستان عزیز و گرامی خانم‌ها اعظم افروخته، زهرا باقرزاده، افسانه سلطانی، شیوا فراهانی، سولماز بلوچی، شبنم شهرستانی و مرضیه بتوندی‌پور و آقایان سید روح اله حسینی، اکبرعبدالهی و بازارنویی که مرا در به انجام رساندن این پایان نامه یاری نموده‌اند، کمال قدردانی و تشکر را دارم.

و از زحمات تمامی اساتید و پرسنل دانشکده علوم‌زمین کمال قدردانی و تشکر را دارم.

منا مهدوری
شهریور ۱۳۹۵

تعهد نامه

اینجانب منا مهدوری دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن – سلستیت کوه ریگ، جنوب شاهرود به راهنمایی دکتر فردین موسیوند متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه 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 می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است

.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

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

چکیده

کانسار آهن- سلستیت کوه‌ریگ در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شاهرود و ۱۷ کیلومتری جنوب شرق ترود، در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. کانه‌زایی در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخ داده است که به طور عمده شامل سنگ‌های آندزیت بازالت، بازالت و کریستال لیتیک توف می‌باشد. در این کانسار سه رخساره گرمابی از پایین به بالا مشاهده می‌شود: ۱) رخساره رگه – رگچه‌ای شامل رگه‌های گرمابی (رگه-ی کلسیت – باریت – کوارتز و رگه‌ی کوارتزی با میزبان آندزیت بازالت)، ۲) رخساره برشی با میزبان برش آتشفشانی که در آن زمینه قطعات آتشفشانی توسط گوتیت و هماتیت پر شده است و ۳) رخساره نواری که ماده معدنی به شکل نوارهای متناوب و هم‌شیب با سنگ میزبان توفی دانه ریز می‌باشد. قابل ذکر است علاوه بر رگه‌های گرمابی، رگه‌های دیاژنتیک (رگه‌ی کلسیت – منگنز) به صورت قطع کننده رگه‌ی اولیه و رگه‌های دگرشکلی (کلسیت – منگنز) بصورت پرکننده درزه‌ها در محدوده معدنی مشاهده می شود.

ساخت و بافت اصلی کانسار شامل ساخت برشی و نواری و بافت کلوفرمی و دانه‌پراکنده می‌باشد. کانی‌های اصلی ماده معدنی بر اساس مطالعات مقاطع میکروسکوپی، پراش اشعه ایکس (XRD) و الکترون‌پروب (EPMA) شامل گوتیت، هماتیت، مگنتیت، سلستیت، پیرولوزیت، پسیلوملان، کلسیت، ژیپس، کائولینیت و ایلیت می‌باشد. دگرسانی‌های گرمابی اولیه در منطقه شامل دگرسانی سریسیتی و دگرسانی کلریتی می-باشد، البته دگرسانی آرژیلیکی در پهنه دگرسانی سریسیتی نیز دیده شده که ناشی از فرآیندهای سوپرژن و هوازدگی است. بر اساس تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش ICP-MS/OES کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در نمودارهای ژئوشیمیایی (Co-Ni-Cu ، Co/Zn- Co+Ni+Cu ، Mn - Fe-(Ni+Co+Cu)*10) و میزان نسبت‌های Co/Zn وMn/Fe در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد. سنگ‌های آتشفشانی بر اساس نمودارهای Yb/Th، Zr/Yb، (Zr/Y)/(La/Yb) ماهیت انتقالی دارند، و محیط تکتونیکی کانسار با استفاده از نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه جز کمان آتشفشانی حاشیه قاره می‌باشد. مطالعات

میانبارهای سیال بر روی رگه های اولیه کلسیت – باریت – کوارتز و رگه‌ی کوارتزی انجام شده است. دامنه تغییرات دمای همگن‌سازی میانبارهای سیال در رخساره رگه- رگچه ای (پهنه استرینگر) در کانی کلسیت بین ۱۳۹ تا ۳۱۵ و در کوارتز بین ۱۲۹ تا ۲۹۸ درجه سانتیگراد و دامنه شوری در کانی کلسیت از ۲/۱۳ تا ۱۲/۴ و در کانی کوارتز از ۰/۶ تا ۶/۴۷ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد. بر اساس پتروگرافی میانبارهای سیال و نبود فاز بخار می‌توان گفت رخداد جوشش در کانه‌زایی دیده نمی‌شود.

کانسار آهن – سلستیت کوه ریگ از جهت داشتن توالی آتشفشانی- رسوبی میزبان، شکل هندسی لایه ای پیکره معدنی، بافت و ساخت، رخساره های کانه دار، کانی‌شناسی، پهنه بندی دگرسانی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی شباهت زیادی با کانسارهای آهن آتشفشانی- بروندمی دارد. قابل ذکر است که بالا بودن میزان سلستیت از ویژگی‌های خاص این کانه‌زایی بوده و تاکنون مورد مشابه آن در ایران و جهان گزارش نشده است.

کلیدواژه: آهن- سلستیت، آتشفشانی- بروندمی، ائوسن، کوه‌ریگ، ترود، شاهرود

مقالات مستخرج از پایان‌نامه

- مهدوری، م.، موسیوند، ف.، صادقیان، م.، (۱۳۹۴)، رخداد کانه‌زایی آهن- سلستیت کوه‌ریگ بصورت آتشفشانی- بروندمی در توالی آتشفشانی – رسوبی ائوسن در منطقه ترود، جنوب شاهرود، هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه دامغان، سمنان، ایران.

- مهدوری، م.، موسیوند، ف.، صادقیان، م.، (۱۳۹۴)، محیط تکتونیکی تشکیل کانسار آهن – سلستیت آتشفشانی- بروندمی کوه‌ریگ، جنوب شاهرود، بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان، سمنان، ایران.

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

فصل اول کلیات ۱

۱-۱- مقدمه ۲

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

۱-۳- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی..... ۳

۱-۴- اوضاع اجتماعی ۴

۱-۵- زمین ریخت‌شناسی ۵

۱-۶- طرح مسئله و هدف از مطالعه ۵

۱-۷- روش مطالعه ۶

۱-۷-۱- گردآوری اطلاعات..... ۶

۱-۷-۲- عملیات زمین‌شناسی صحرایی ۶

۱-۷-۳- مطالعات آزمایشگاهی..... ۷

۱-۷-۴- مطالعات دفتری ۷

۱-۷-۵- تدوین و نگارش پایان‌نامه..... ۷

۱-۸- تاریخچه مطالعات و کارهای انجام شده ۸

۱-۹- رده‌بندی کانسارهای آهن ۱۰

۱-۱۰- کانی‌سازی آهن در ایران..... ۱۳

۱-۱۰-۱- کانی‌سازی آهن در پروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین ۱۵

۱-۱۰-۲- کانی‌سازی آهن در پالئوزوئیک – تریاس پیشین ۱۶

۱-۱۰-۳- کانی‌سازی آهن در مزوزوئیک ۱۶

۱-۱۰-۴- کانی‌سازی آهن در ترشیری ۱۷

فصل دوم زمین‌شناسی ناحیه‌ای..... ۱۹

۲-۱- مقدمه ۲۰

۲-۲- چینه‌شناسی عمومی منطقه ۲۱
۲-۲-۱- پرکامبرین ۲۳
۲-۲-۲- کامبرین ۲۳
۲-۲-۳- سیلورین- دونین ۲۳
۲-۲-۴- پرمین ۲۴
۲-۲-۵- تریاس زیرین و میانی ۲۴
۲-۲-۶- تریاس بالایی - لیاس ۲۴
۲-۲-۷- دوگر(سازند بادامو و بغمشاه) ۲۵
۲-۲-۸- کرتاسه ۲۵
۲-۲-۹- ترشیر ۲۵
۲-۳- ماگماتیسم در منطقه ۲۶
۲-۳-۱ فازهای ماگمایی دوران اول ۲۷
۲-۳-۲ فازهای ماگمایی دوران دوم ۲۷
۲-۳-۳- فازهای ماگمایی دوران سوم ۲۸
۲-۴- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختمانی ۲۹
۲-۴-۱- سیستم گسل‌ها و چین‌ها ۲۹
۲-۴-۲- چین خوردگی‌ها ۳۱
۲-۴-۳- فازهای کوه‌زایی ۳۳
۲-۴-۳-۱- فاز کالدونین – هرسینین ۳۳
۲-۴-۳-۲- فاز آلپین پیشین ۳۳
۲-۴-۳-۳- فاز ترشیری (فاز لارامین- آلپین میانی، آلپین پسین) ۳۵
فصل سوم زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی ۳۹
۳-۱- مقدمه ۴۰
۳-۲- واحد سنگی منطقه مورد مطالعه ۴۰
۳-۲-۱- کریستال لیتیک توف(ET1) ۴۲

۳-۲-۲- آندزیت بازالت (EV1) ۴۳
۳-۲-۳- لیتیک کریستال توف (ET2) ۴۵
۳-۲-۴ - آندزیت بازالت (EV2) ۴۶
۳-۲-۵- کریستال لیتیک توف(ET3) ۴۷
۳-۲-۶- کواترنری..... ۴۸
۳-۴- زمین‌شناسی ساختمانی محدوده معدنی ۴۹
فصل چهارم کانه‌زائی و دگرسانی..... ۵۱
۴-۱- مقدمه ۵۲
۴-۲- رخداد کانه‌زایی آهن – سلستیت در محدوده مورد مطالعه ۵۲
۴-۳- شکل هندسی ماده معدنی و رخساره‌های کانه‌دار ۵۶
۴-۳-۱- رخساره رگه – رگچه‌ای ۵۷
۴-۳-۲- رخساره برشی ۶۱
۴-۳-۳- رخساره نواری ۶۲
۴-۴- دگرسانی ۶۳
۴-۴-۱- دگرسانی کلریتی ۶۴
۴-۴-۲- دگرسانی سریسیتی - آرژیلیک ۶۷
۴-۴-۳- دگرسانی سیلیسی ۶۹
فصل پنجم ساخت، کانی‌شناسی، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها ۷۱
۵-۱- مقدمه ۷۲
۵-۲- ساخت ماده معدنی ۷۲
۵-۲-۱ - ساخت برشی..... ۷۲
۵-۲-۲- ساخت نواری..... ۷۲
۵-۲-۳- ساخت کنکرسیونی ۷۳
۵-۲-۴- ساخت کلوفرمی ۷۳
۵-۲-۵- ساخت نودولی ۷۳

۵-۳- کانی‌شناسی و بافت ماده معدنی ۷۵
۵-۳-۱- گوتیت (FeO.OH) ۷۵
۵-۳-۲- هماتیت (Fe2O3) ۷۶
۵-۳-۳- مگنتیت (Fe3O4) ۷۷
۵-۳-۴- پیرولوزیت(MnO2) ۷۷
۵-۳-۵- پسیلوملان (Ba, K, Mn, Co)2Mn5O10.XH2O) ۷۸
۵-۳-۶- سلستیت یا سلستین(SrSO4) ۷۹
۵-۴- کانی‌های باطله ۸۱
۵-۴-۱- باریت (BaSO4) ۸۱
۵-۴-۲- ژیپس (CaSO4) ۸۲
۵-۴-۳- کلسیت (CaCO3) ۸۳
۵-۴-۴- کلریت ((Mg,Fe)3(Si,Al)4O10(OH)20(Mg,Fe)3(OH)6) ۸۴
۵-۴-۵ – کوارتز (SiO2) ۸۴
۵-۴-۶- سریسیت (KAl2(OH)2(AlSi3O10) ۸۵
۵-۴-۷- کانی‌های رسی ۸۵
۵-۵- توالی پاراژنتیک کانی‌ها ۸۵
فصل ششم ژئوشیمی ۸۹
۶-۱- مقدمه ۹۰
۶-۲- ژئوشیمی آهن ۹۰
۶-۳- خواص فیزیکی و شیمیایی استرانسیم ۹۲
۶-۳- ژئوشیمی سلستیت و انیدریت ۹۵
۶-۴- روش کار ۹۸
۶-۵- ژئوشیمی سنگ‌های آذرین ۹۹
۶-۵-۱- طبقه‌بندی و تعیین ترکیب‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ۱۰۳
۶-۶- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین ۱۰۶

۶-۶-۱- بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در سنگ‌های بازالتی ۱۰۷
۶-۷- طبقه‌بندی و تعیین شیمی کانسنگ و محیط نهشت آن‌ها ۱۰۸
۶-۷-۱- نسبت Co/Zn.....۱۰۸
۶-۷-۲- نمودار Co-Ni-Zn.....۱۰۹
۶-۷-۳- نمودار Co/Zn – Co+Ni+Cu ۱۱۰
۶-۷-۴ - نمودار Mn/Fe ۱۱۰
۶-۷-۵ - نمودار Fe-(Ni+Co+Cu)*10 - Mn ۱۱۱
۶-۷-۶ - نمودار الگوی عناصر نادرخاکی (REE) ۱۱۲
۶-۸- ستون لیتوژئوشیمیایی ۱۱۴
فصل هفتم میانبارهای سیال.....۱۱۷
۷-۱- مقدمه ۱۱۸
۷-۲- انواع روش‌های مطالعه میانبارهای سیال ۱۱۸
۷-۳- انواع میانبارهای سیال بر اساس زمان تشکیل ۱۱۹
۷-۴- انواع میانبارهای سیال بر اساس نوع و تعداد فاز.....۱۲۱
۷-۵- روش کار.....۱۲۱
۷-۶ -۱- پتروگرافی میانبارهای سیال ۱۲۲
۷-۶-۲- رده‌بندی میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی با میزبان سنگهای آندزیت بازالت ۱۲۳
۷-۶-۳- انواع میانبارهای سیال در رگه سیلیسی با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت ۱۲۳
۷-۶-۴- رده بندی میانبارهای سیال در رگه‌ی کلسیت – باریت – کوارتز با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت دگرسان شده ۱۲۵
۷-۶-۵- انواع میانبارهای سیال در رگه‌ی کلسیت – باریت – کوارتز با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت دگرسان شده ۱۲۵
۷-۶-۶- مطالعات دماسنجی میانبارهای سیال.....۱۲۷
۷-۶-۶-۱- گرمایش ۱۲۷
۷-۶-۶-۲- سرمایش.....۱۳۱

۷-۶-۶-۳- تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار ۱۳۳
۷-۶-۶-۴- نمودار دمای همگن‌سازی و فشار ۱۳۴
فصل هشتم الگوی تشکیل، تیپ کانه‌زایی، نتیجه‌گیری و پیشنهادهای اکتشافی ۱۳۷
۸-۱- مقدمه ۱۳۸
۸-۲- شواهد ژنتیکی مهم ۱۳۸
۸-۲-۱- محیط تکتونیکی تشکیل ۱۳۸
۸-۲-۲- محیط زمین‌شناسی ته‌نشست ۱۴۰
۸-۲-۳- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه ۱۴۰
۸-۴-۴- شکل هندسی، ساخت و بافت مادهمعدنی ۱۴۰
۸-۴-۵- شواهد کانی‌شناسی ۱۴۰
۸-۴-۶- شواهد دگرسانی ۱۴۰
۸-۴-۷- شواهد حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی ۱۴۱
۸-۴-۸- شواهد حاصل از مطالعات میانبارهای سیال ۱۴۱
۸-۳- مدل ژنتیکی و شیوه تشکیل کانسار آهن – سلستیت کوهریگ ۱۴۲
۸-۴- مدل تشکیل و عوامل مؤثر در تشکیل ماده معدنی ۱۴۴
۸-۴-۱- منشأ عناصر کانه‌ساز ۱۴۴
۸-۴-۲- منشأ سیال کانه‌ساز ۱۴۶
۸-۴- بازسازی حوضه آتشفشانی – رسوبی جنوب شاهرود و جایگاه نهشته‌های آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۱۴۷
۸-۴-۱- مقایسه با برخی کانسارهای شاخص ایران ۱۵۱
۸-۴-۱-۱- کانسار آهن جزیره هرمز بندرعباس ۱۵۱
۸-۴-۱-۲- رخداد آهن نواری در منطقه بافق ۱۵۲
۸-۴-۲- مقایسه با برخی کانسارهای شاخص جهان ۱۵۴
۸-۴-۲-۱- کانسار جین‌تیشان چین ۱۵۴
۸-۴-۲-۲- کانسار آهن ماچنگ ۱۵۵
۸-۴-۲-۳- کانسار فرومنگنز کالاهاری ۱۵۶

۸-۵- تیپ کانه زایی آهن در منطقه کوه‌ریگ ۱۵۷
۸-۵-۱- تقسیم‌بندی کانسارهای رسوبی نواری ۱۵۷
۸-۵-۲ رده‌بندی ذخایر استرانسیم ۱۵۹
۸-۷- نتیجه گیری ۱۵۹
۸-۸- پیشنهادهای علمی و اکتشافی ۱۶۰
منابع ۱۶۲

فهرست اشکال

عنوان **صفحه**

شکل۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده معدنی آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۳

شکل۱-۳: نمودار شماتیک فرآیندهای زمین‌شناسی که به تشکیل آهن منجر می‌شود ۱۱

شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران ۲۰

شکل ۲-۲: نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه ترود برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود ۲۱

شکل۲-۳: ستون چینه‌شناسی ناحیه‌ای از واحدهای سنگی موجود در جنوب شاهرود (منطقه ترود) ۲۲

شکل ۲-۴: نقشه زمین‌شناسی از منطقه‌ی ترود در جنوب شاهرود بر اساس نقشهٔ ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود ۲۲

شکل۲-۵: گسل‌های اصلی ایران ۳۱

شکل ۲-۶: نقشه‌ی شکستگی‌های شمال منطقه‌ی ترود – معلمان ۳۲

شکل۳-۱: نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده معدنی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۴۱

شکل۳- ۲: ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۴۱

شکل۳-۳: واحد کریستال لیتیک توف (ET1) ۴۳

شکل۳-۴: واحد آندزیت بازالت (EV1) ۴۴

شکل۳-۵: واحد لیتیک کریستال توف (ET2) ۴۵

شکل ۳-۶: واحد آندزیت بازالت (EV2) ۴۶

شکل۳-۷: واحد کریستال لیتیک توف (ET_3) ۴۸

شکل ۳-۸: نمایی از واحد کواترنری واقع در کفه نمکی جنوب معدن ۴۸

شکل۳-۱۰: نمایی از گسل‌های محدوده معدنی بر روی تصویر ماهوارهای از محدوده مورد مطالعه ۴۹

شکل۳-۱۱: نمایی از گسل‌های نرمال در منطقه ۵۰

شکل۳-۱۲: نمایی از تاقدیس کوه‌ریگ ۵۰

شکل ۴-۱: تصویر ماهوارهای از کانه‌زایی منطقه کوه‌ریگ ۵۳

شکل ۴-۲: نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده معدنی آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۵۴

شکل۴-۳: نمایی از کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۵۵
شکل ۴-۴: ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی از واحدهای سنگی و کانسار ۵۵
شکل۴-۵: نمایی از کانسار کوه‌ریگ و رخساره‌های کانه‌دار ۵۷
شکل۴-۶: رگه – رگچه‌های کلسیت – باریت – کوارتز ۵۸
شکل ۴-۷: رگه – رگچه‌های کوارتزی با میزبان سنگهای آندزیت بازالت ۵۸
شکل۴-۸: رگه‌ی کلسیت - منگنز با بافت کلوفرمی با میزبان آندزیت ۵۹
شکل۴-۹: رگه‌ی سلستیت (Cls) در اطراف سنگ‌های آندزیت بازالت ۶۰
شکل۴-۱۰: رگه‌های کلسیت - منگنز با میزبان آندزیت بازالت ۶۱
شکل۴-۱۱: نمونه دستی از رخساره برشی در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۶۱
شکل۴-۱۲: نمونه دستی از کریستال لیتیک توف حاوی نوارهای غنی از آهن (تیره‌رنگ) با ساخت نواری ۶۲
شکل۴-۱۳: نمایی از کانه‌زایی منگنز در امتداد کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ ۶۳
شکل ۴-۱۴: تصویر ماهوارهای از دگرسانی محدوده کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۶۴
شکل۴-۱۵: نمایی کلی از دگرسانی کلریتی (Chl) ۶۵
شکل ۴-۱۶: تصویر صحرایی از دگرسانی کلریتی به همراه دگرسانی سریسیت ۶۶
شکل ۴-۱۷: نمودار پراش اشعه ایکس (XRD)، لیتیک کریستال توف ۶۶
شکل۴-۱۸: نمایی از دگرسانی سریسیتی – آرژیلیکی ۶۸
شکل ۴-۱۹: نمودار پراش اشعه ایکس (XRD)، سنگ‌های آندزیت بازالت ۶۸
شکل ۴-۲۱: نمودار پراش اشعه ایکس (XRD)، سنگ‌های آندزیت بازالت ۶۹
شکل۴-۲۲: تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از کوارتز ۷۰
شکل۵-۱: ساخت‌های اصلی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۷۴
شکل۵-۲: تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی از گوتیت، ۷۶
شکل۵-۳: تصویر میکروسکوپی هماتیت (Hem) ۷۷
شکل۵-۴: تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی مگنتیت (Mag) ۷۷
شکل۵-۵: تصویر میکروسکوپی از پیرولوزیت (Pyr) ۷۸
شکل ۵-۶: تصویر میکروسکوپی پسیلوملان (Psy) ۷۹

شکل۵-۷: تصویر میکروسکوپی و نمونه دستی از سلستیت ۸۱
شکل۵-۸: نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از باریت ۸۲
شکل۵-۹: تصویر صحرایی ژیپس ۸۳
شکل۵-۱۰: نمونه دستی میکروسکوپی از کلسیت ۸۴
شکل۵-۱۱: رگه – رگچه‌های کوارتزی با میزبان آندزیت بازالت ۸۵
شکل۶-۱: محدوده پایداری فازهای مختلف آهن در نمودار Eh-PH ۹۱
شکل ۶-۲: نمودار Eh-PH برای اکسید استرانسیم و هیدروکسید استرانسیم در سیستم (Sr-O-OH) ۹۴
شکل۶-۳: قابلیت انحلال تعدادی از کانی‌های سولفاته بر اساس دما (Naumov, 1974) ۹۷
شکل۶-۴: قابلیت انحلال سلستیت بر اساس دما و فشار ۹۷
شکل۶-۵: قابلیت انحلال انیدریت بر اساس دما و فشار ۹۸
شکل۶-۶: موقعیت نمونههای سنگهای آتشفشانی منطقه کوهریگ در نمودار Y/Zr- Yb/Th و Zr/Y – La/Yb ۱۰۵
شکل۶-۷: ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از (Pearce et al,1996) ۱۰۶
شکل۶-۸: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Zr/4 –2*Nb –Y (Meschede,1986) ۱۰۷
شکل۶-۹: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun ans McDonough,1989) ۱۰۸
شکل۶-۱۰: نمودار سه‌تایی Ni-Zn-Co از (Choi and Hariya, 1992) ۱۰۹
شکل۶-۱۱: نمودار Co+Ni+Cu در برابر Co/Zn از (Toth,1980) ۱۱۰
شکل ۶-۱۲: نمودار سه‌تایی Fe – (Co+Ni+Cu)*10 – Mn توسط (Bonatti,1975) ۱۱۲
شکل۶-۱۳: نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت برای رخساره‌های کانه‌دار ۱۱۳
شکل۶-۱۴: میزان تغییرات عناصر اصلی در رخساره رگه – رگچه‌ای، برشی و لایه‌ای در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۱۱۵
شکل۶-۱۵: نتیجه آنالیز طلا به روش فایر اسی ۱۱۶
شکل۷-۱: طرح شماتیک شکل‌گیری میانبارهای اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب در طول رشد بلور (Bodnar,2003) ۱۲۰
شکل۷-۲: مکانیزم‌های مؤثر در به دام افتادن میانبارهای اولیه (Roedder, 1984) ۱۲۰
شکل۷-۳: رگچه‌های سیلیسی با میزبان آندزیت بازالت ۱۲۴

شکل۷-۴: پتروگرافی میانبارهای سیال در نمونه کوارتزی ۱۲۵
شکل۷-۵: تصویر صحرایی از رگه کلسیت - باریت – کوارتز ۱۲۶
شکل۷-۶: پتروگرافی میانبارهای سیال در نمونه کلسیت ۱۲۶
شکل ۷-۷: نمودار هیستوگرام درجه همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها در نمونه‌ی رگه‌ی سیلیسی ۱۳۰
شکل ۷-۸: نمودار هیستوگرام درجه همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها در نمونه ی کلسیت – باریت – کوارتز ۱۳۰
شکل۷-۹: نمودار هیستوگرام شوری میانبارهای سیال در کانی کوارتز ۱۳۲
شکل۷-۱۰: نمودار هیستوگرام شوری میانبارهای سیال در کانی کلسیت (در رگه کلسیت – باریت – کوارتز) ۱۳۲
شکل۷-۱۱: نمودار تعیین چگالی میانبارهای سیال بر حسب دمای همگن شدن و شوری در کانسار آهن - سلستیت کوه-ریگ بر گرفته از نمودار تعیین چگالی (Brown, 1989) ۱۳۳
شکل۷-۱۲: نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001). ۱۳۴
شکل۷-۱۳: نمودار دمای همگن‌سازی و فشار در رگه کلسیت – باریت - کوارتز (Roedder and Bodnar, 1980). ۱۳۵
شکل۸-۱: شکل‌گیری کمان آتشفشانی سنوزوئیک ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار (Roseti et al, 2001). ۱۳۹
شکل۸-۲: نمودار درجه شوری در برابر همگن شدن میانبارهای سیال دو فازی (Roedder, 1984). ۱۴۲
شکل۸-۳: مدل ژنتیکی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۱۴۳
شکل۸-۴: مراحل آهن و تغییرات ایزوتوپی جز به جز آن برای پیدایش منشأ سازند آهن نواری (Crosby et al., 2007) ۱۴۶
شکل۸-۵: رسوبگذاری از ذرات اکسید آهن معلق ته‌نشست شده از سیالات گرمابی دما بالا با شوری و چگالی کم (Spry et al, 2000) ۱۴۷
شکل۸-۶: بازسازی حوضه آتشفشانی – رسوبی کوه‌ریگ ۱۵۱
شکل۸-۷: ستون چینه‌شناسی منگنز کالاهاری ۱۵۶

فهرست جداول

عنوان **صفحه**

جدول۱- ۱: مشخصات برخی ازکانسارهای آهن (اقتباس از متولی، ۱۳۸۴)..... ۱۲

جدول۴-۱: کانسارهای مطالعه شده در منطقه جنوب ترود استان سمنان..... ۵۲

جدول۵-۱: توالی پاراژنتیک کانسار آهن – سلستیت کوه ریگ ۸۷

جدول ۶-۱: خصوصیات سلستیت و استرانسیانیت (Harben, 1999)..... ۹۴

جدول۶-۲: خواص اتمی، فیزیکی و شیمیایی استرانسیم را نشان می‌هد..... ۹۵

جدول ۶-۳: میزان عناصر اصلی و کمیاب سنگهای آذرین و کانسنگ کانسار آهن – سلستیت کوه ریگ به روش ICP-MS/OES..... ۹۹

جدول ۷-۱: رده بندی انواع میانبارهای سیال بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آنها (Shepherd et al,1985)..... ۱۲۱

جدول۷-۲: نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در میانبارهای سیال کوارتزی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ ۱۲۸

جدول۷-۳: نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در میانبارهای سیال کلسیت در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ.۱۲۹

جدول ۸-۱: مقایسه کانسار آهن – سلستیت کوه ریگ با کانسارهای آهن آتشفشانی - رسوبی مهم ایران ۱۵۳

جدول۸-۲: مقایسه کانسارهای آتشفشانی – بروندمی - رسوبی (بابکی، ۱۳۸۳) با کانسار کوه‌ریگ.....۱۵۸

فصل اول

کلیات

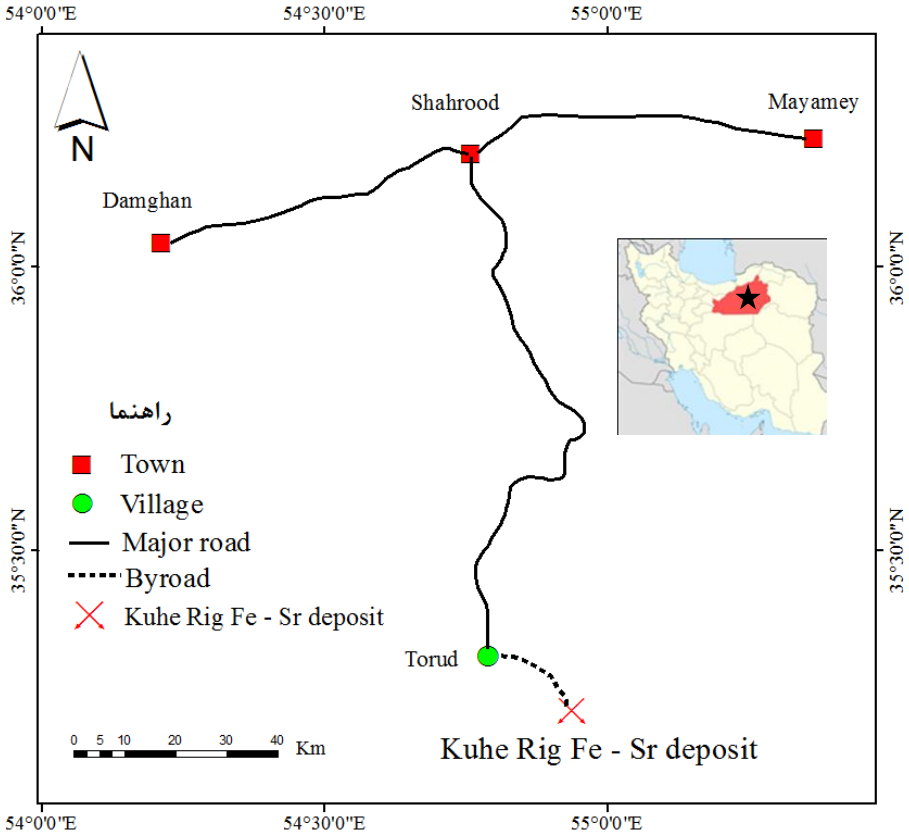
۱-۱- مقدمه

کانسار آهن - سلستیت کوه ریگ در ۱۳۲ کیلومتری جنوب شاهرود و در ۱۷ کیلومتری جنوب شرق ترود و در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. این کانسار در محدوده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (علوی و همکاران، ۱۳۵۵) قرار دارد. میزبان کانه‌زایی آهن سنگ‌های آذرآواری و آندزیت بازالت متعلق به دوره ائوسن است. این کانسار غنی از گوتیت بوده و گستره‌ای به طول ۷۰۰ متر را در برمی‌گیرد. فعالیت‌های اکتشافی در معدن آهن - سلستیت کوه ریگ شامل حفر ترانشه و چاهک می‌باشد (اخیانی۱۳۹۳). بر اساس مطالعات صحرایی، ماده معدنی به دو صورت همروند و قطع کننده لایه بندی دیده می شود. نظر به اینکه تاکنون هیچ‌گونه مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی این کانسار صورت نگرفته است، انجام این مطالعات جهت کمک به اکتشاف ذخایر جدید ضروری بوده که موضوع این تحقیق می‌باشد.

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

کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ با مختصات جغرافیایی ″۱۶ ′۲۰ °۳۵ عرض شمالی و″۵۴ ′۰۹ °۵۵ طول شرقی در فاصله ۱۳۰ کیلومتری جنوب شاهرود و ۱۷ کیلومتری جنوب شرق ترود در پهنه ساختاری ایران‌مرکزی واقع شده است.

ارتباط با این محدوده، از طریق جاده آسفالته شاهرود – ترود با فاصله ۱۳۰ کیلومتر از شاهرود و سپس ادامه مسیر به سمت جنوب شرق در طول یک راه خاکی با مسافت ۱۷ کیلومتر از مبدأ دهستان ترود می‌باشد.



شکل۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده معدنی آهن – سلستیت کوه‌ریگ

۱-۳- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی

ناحیه ترود منطقه‌ای است که بیش‌تر مساحت آن را کویر و زمین‌های پست و هموار پوشانده است. آب و هوای این منطقه اغلب گرم و خشک کویری است. تابستان گرم و خشک و زمستان سرد و خشک دارد. اختلاف درجه حرارت بین شب و روز در تابستان ۳۰ – ۲۵ درجه سانتی‌گراد و حداکثر دما در تابستان‌ها ۵۰ – ۴۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). تنها ارتفاعات بلند در این منطقه رشته کوه‌های چاه‌شیرین – ترود می‌باشد که با روند تقریباً شمال شرقی – جنوب غربی این ناحیه را به دو قسمت شمالی و جنوبی تقسیم کرده‌اند. کویر چاه جم در شمال و کویر مرکزی یا کویر نمک در بخش جنوب این رشته کوه‌ها واقع شده‌اند.

در دامنه‌های شمالی این رشته کوه‌ها به علت وجود چشمه‌ها و چاه‌هایی که تنها منبع تأمین آب منطقه هستند امکان زیست وجود داشته و روستاهای کوچک و بزرگ بنا شده‌اند. شرایط سخت زندگی، آب و هوای گرم کویری، طوفان‌های ماسه‌ای، کمبود بارش و کم بودن زمین‌های قابل کشت همگی باعث شده‌اند که این ناحیه تمرکز جمعیتی پایینی داشته باشند. بزرگ‌ترین مرکز جمعیتی در بین روستاهای این منطقه دهستان ترود است که جمعیتی در حدود ۳۵۰۰ نفر دارد.

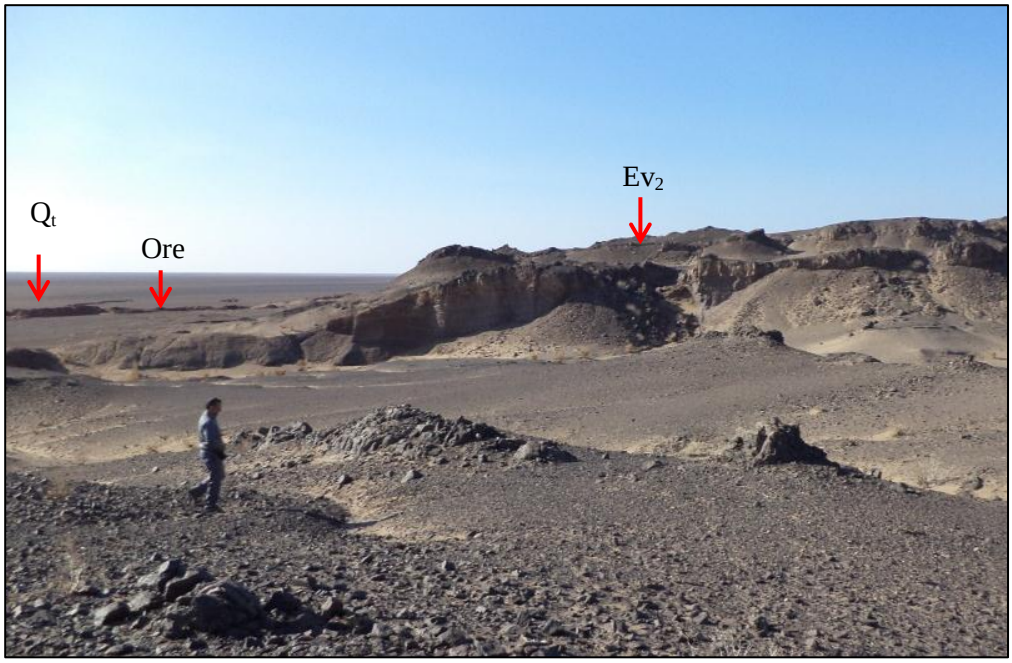
این ناحیه کاملاً کویری است و مثل مناطق کویری پوشش گیاهی در آن وجود ندارد، در این محدوده تنها در مناطق مرتفع تعدادی درختچه‌های گز و پونه و درختان طاق دیده شده، ولی در اطراف روستای ترود تعداد کمی زمین کشاورزی و باغات هم دیده می‌شوند.

۱-۴- اوضاع اجتماعی

عواملی از جمله شرایط سخت زندگی، آب و هوای گرم و کویری، طوفان‌های ماسه‌ای، کمبود بارش و اندک بودن زمین‌های قابل کشت باعث شده است که در این ناحیه تمرکز جمعیت بسیار پایین باشد. بزرگ‌ترین مرکز جمعیتی در این ناحیه، دهستان ترود با جمعیتی در حدود ۳۵۰۰ نفر می‌باشد که اغلب به شغل دامداری، کشاورزی و قالی‌بافی اشتغال دارند. دام اصلی مردم را بیشتر گوسفند و شتر تشکیل می‌دهد. محصولات روستا، جو و گندم می باشد. در این منطقه محصولات سیفی به دلیل شرایط بد آب و هوایی وجود ندارد و در صورت وجود بسیار اندک و ناچیز است. محصولات باغی از قبیل خرما، انار و انجیر از دیگر محصولات این منطقه است. در روستای ترود پرورش شتر به صورت بومی از سال‌ها پیش رواج داشته به‌طوری‌که به عنوان محور پرورش شتر در سطح کشور مطرح بوده و مرکز پرورش و اصلاح نژاد شمال‌شرق کشور در آنجا تأسیس گردیده است. البته طی چند سال اخیر با رونق گرفتن کار معادن مس، آهن و منگنز عده‌ای هم از طریق کار در معادن، امرار معاش می‌کنند.

۱-۵- زمین ریخت‌شناسی

نمایان‌ترین ویژگی مورفولوژیک در منطقه ترود رشته کوه‌های بلند ترود ترود – چاه‌شیرین و مناطق پست و هموار کویری و مخروط افکنه‌ها و آبرفت‌ها هستند که محدوده معدنی کوه‌ریگ هم در جنوب این رشته کوه‌ها به شکل تپه‌های کم‌ارتفاع که از سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرآواری تشکیل شده است. آبراهه‌هایی که در این منطقه دیده می‌شوند اغلب شمالی – جنوبی و از نوع فصلی می‌باشند در (شکل ۱-۲) نمایی از مورفولوژی کانسار آهن – سلستیت نشان داده شده است.



شکل۱-۲: نمایی از مورفولوژی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

۱-۶- طرح مسئله و هدف از مطالعه

کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در استان سمنان و در ۱۳۰ کیلومتری شاهرود و در ۱۷ کیلومتری جنوب شرق ترود واقع شده است. با توجه به اینکه هیچ‌گونه مطالعه علمی بر روی کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ صورت نگرفته است، انجام این مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی برای بررسی نحوه کانه‌زایی در این

کانسار ضروری به نظر می‌رسید. لذا در این تحقیق، بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و الگوی کانه‌زایی در منطقه مورد توجه قرار گرفته است. به طور کلی اهداف این تحقیق را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

- بررسی کانی‌شناسی، پاراژنز، بافت و ساخت کانسنگ آهن
- مطالعات ژئوشیمیایی، توزیع و تمرکز موادمعدنی و شناخت عوامل مؤثر در تشکیل کانسار
- بررسی ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و ارتباط آن با کانه‌زایی و دگرسانی
- میکروترمومتری سیالات‌درگیر جهت شناخت ویژگی‌های دما و شوری سیال کانه‌ساز
- تعیین تیپ کانسار و در نهایت ارائه یک مدل ژنتیکی برای کانسار کوه‌ریگ با استفاده از اطلاعات بدست آمده
- مقایسه کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ با موارد مشابه در ایران و جهان و ارائه کلیدهای اکتشافی

۱-۷- روش مطالعه

۱-۷-۱- گردآوری اطلاعات

الف) گردآوری نقشه‌های زمین‌شناسی موجود در مقیاس‌های مختلف، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و کلیه گزارش‌ها و مقالاتی که به نحوی در ارتباط با منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف هستند.

ب) ارتباط با زمین‌شناسان داخلی جهت تهیه و تأمین منابع به روز

ج) گردآوری و مطالعه کتب و مقالات مطرح در زمینه موضوع پایان‌نامه

۱-۷-۲- عملیات زمین‌شناسی صحرایی

الف) بازدیدهای مقدماتی جهت آشنا شدن با منطقه و برداشت‌های مقدماتی

ب) مطالعات صحرایی و تهیه یک نقشه زمین‌شناسی – معدنی بزرگ مقیاس از منطقه مورد مطالعه

پ) بررسی ژئومتری، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف

ت) مطالعه دگرسانی‌های موجود در منطقه

۱-۷-۳- مطالعات آزمایشگاهی

الف) تهیه ۲۸مقطع نازک - صیقلی و ۵ مقطع نازک جهت مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی و بررسی توالی پاراژنتیکی کانه‌ها و نحوه توزیع کانه در سنگ درونگیر ماده معدنی و کانسنگ‌ها

ب) تجزیه نمونه‌ها

تجزیه شیمیایی ۱۵ نمونه به روش ICP-MS جهت بررسی میزان عناصر کمیاب و نادر خاکی (REE) و آنالیز کیفی ۳ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) به منظور مطالعات کانی‌شناسی.

۱-۷-۴- مطالعات دفتری

الف) بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر (REE) در سنگ‌های درونگیر ماده‌معدنی و کانسنگ‌ها و مقایسه آن‌ها با یکدیگر، از طریق پردازش و تحلیل داده‌های آزمایشگاهی و آنالیز دستگاهی.

ب) به موازات انجام کارهای فوق، مطالعات کتابخانه‌ای و اینترنتی برای دریافت و مطالعه اطلاعات و مقالات و تلفیق آنها جهت تدوین پایان‌نامه انجام گرفته است.

۱-۷-۵- تدوین و نگارش پایان‌نامه

نتایج حاصل از مراحل قبلی با مطالعه کتاب‌های مرجع، مقالات، و نیز ترسیم نقشه‌ها و نمودارها با استفاده از نرم‌افزارهای کامپیوتری از جمله ArcGis، Excel و ... دسته‌بندی، پردازش و تلفیق گردیده و در نگارش پایان‌نامه به کار رفته است

۱-۸- تاریخچه مطالعات و کارهای انجام شده

با این‌که دسترسی به منطقه ترود با مشکلات زیادی همراه بوده است ولی با توجه به پتانسیل بالای معدنی نوار آتشفشانی – رسوبی ترود – چاه‌شیرین و وجود معادن با ارزش فلزات پایه و گران‌بها از قبیل طلا، فیروزه، مس، سرب و روی مطالعات گسترده‌ای در زمینه پترولوژی، زمین‌شناسی اقتصادی و تکتونیک و همچنین و اکتشاف برای عناصر مختلف صورت گرفته است. مهم‌ترین مطالعات صورت گرفته در منطقه ترود عبارتند از:

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور در خصوص تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه ترود، ذیل نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی ترود ارائه کرده‌اند که به طور کلی تمامی ناحیه را از نظر لیتولوژیکی، چینه‌شناسی و ساختمانی مورد مطالعه اولیه قرار داده‌اند.
- پورحسینی (۱۳۶۲)، فعالیت‌های ماگمایی منطقه را با همگرایی عربستان – ایران مرتبط دانسته و از نوع پس از برخورد می‌داند. وی توده‌های نفوذی را با فاز ماگمایی ائوسن پسین – الیگوسن مرتبط می‌داند.
- جعفریان (۱۳۶۸)، سنگ‌های آتشفشانی منطقه را عمدتاً آندزیتی و توده‌های نفوذی را از نوع گرانیت نوع I معرفی کرده و جایگاه فعالیت‌های ماگمایی منطقه را کمان آتشفشانی قاره‌ای می‌داند.
- قربانی (۱۳۸۴)، ماگماتیسم منطقه را در جنوب ترود، بازیک‌تر و در شمال آن اسیدی‌تر می‌داند و در ضمن یک منشأ درون قاره‌ای برای آن قائل است و ولکانیسم و پلوتونیسم این منطقه را بر اساس یافته‌های ژئوشیمیایی و صحرایی بیش‌تر در ارتباط با سیستم‌های کششی منطبق می‌داند.

- امام جمعه (۱۳۸۵)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه موسی در شمال غرب ترود" بر پایه مجموعه شواهد سنگ‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی، سیالات‌درگیر و ژئوشیمی نتیجه گرفته‌اند که کانه‌زایی در محدوده چاه‌موسی – قله‌کفتران مربوط به یک سیستم واحد کانه‌زایی می‌باشد که در ارتباط با تکامل سیالات گرمابی کانه‌دار سبب تشکیل کانه‌زایی افشان – رگچه‌ای مس در عمق بیش‌تر و کانه‌زایی‌های رگه‌ای در عمق کم‌تر شده است.
- خادمی(۱۳۸۶)، ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌ساختی منطقه ترود را مورد بررسی قرار داده و تکوین ژئودینامیک منطقه ترود را یک سیمای ساختاری اصلی، یعنی گسل امتدادلغز ترود با روند شمال‌شرق – جنوب‌غرب عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری این منطقه می‌داند.
- طالع ماسوله و همکاران (۱۳۸۹)، زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مس چاه‌گله شمال‌غرب ترود را مورد مطالعه قرار داده و بیان کرده‌اند که ماده معدنی به شکل رگه‌ای است و در کنترل گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه می‌باشد و همچنین خاستگاه کانسار را محلول‌های گرمابی با درجه حرارت نه چندان زیاد که از سنگ‌های آتشفشانی نوع آندزیتی و تراکی‌آندزیتی منشأ گرفته‌اند تعیین نموده است.
- شاهوردی (۱۳۸۹)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان بررسی زمین‌شناسی اقتصادی اندیس مس علی‌نرخه (جنوب شرق روستای ترود) به معرفی نخستین رخداد مس کلریدی در نوار شمالی کویر مرکزی ایران پرداخته است و این اندیس را یک اندیس مس رسوبی با عیار بالا، چینه‌کران و حائز سنگ میزبان اصلی تبخیری معرفی کرده‌اند.

- عرب عامری و همکاران (۱۳۹۰)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان پتروگرافی، مینرالوگرافی و دگرسانی در معدن آهن پنج‌کوه دامغان، این کانسار را یک کانسار آهن اسکارن در نظر گرفت.
- باقرزاده و همکاران (۱۳۹۳)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز - سلستیت ربیعی در جنوب ترود به بررسی کانه‌زایی منگنز درون واحدهای آتشفشانی - رسوبی پرداخته است و رخداد کانه‌زایی را گرمابی – بروندمی زیردریایی بیان کرده‌اند.
- صالحی نسب و همکاران (۱۳۹۴)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس – سلستیت بند قیچی منطقه ترود، این کانسار را یک کانسار مس با میزبان رسوبی و از نوع لایه قرمز در نظر گرفت.

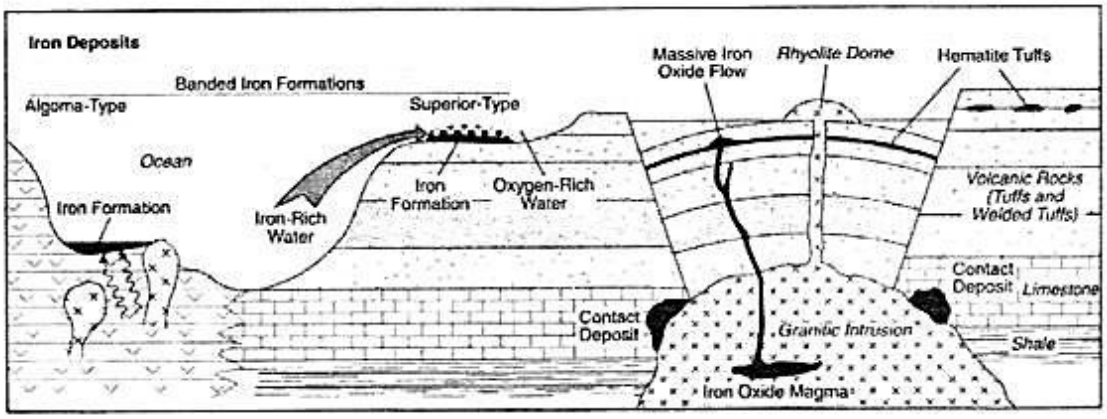
۱-۹- رده‌بندی کانسارهای آهن

تا به حال تقسیم‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای آهن ارائه شده است. از جمله این تقسیم‌بندی‌ها، می‌توان به تقسیم بندی (Kesler,1994) که بر اساس محیط تشکیل کانسارها می‌باشد، اشاره کرد. براساس این تقسیم‌بندی، کانسارهای آهن به سه دسته ماگمایی، گرمابی و رسوبی تقسیم شده‌اند (شکل ۱-۳). تقسیم‌بندی‌های دیگر نیز برای کانسارهای آهن ارائه شده و تیپ‌های گوناگون و جدیدتری نیز معرفی شده‌اند. وجه مشترک همه این کانسارها، وجود مگنتیت و هماتیت به عنوان کانه اصلی یا فرعی در آن‌هاست. از جمله این تیپ کانسارها، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- کانسارهای آهن اسکارنی، کانسارهای ماگمایی، کانسارهای آتشفشانی رسوبی آهن، کربناتیت‌های آهن‌دار، سنگ‌آهن[1]، لاتریت‌های آهن، کانسارهای آهن باتلاقی، نهشته‌های آهن پلاسری،

1- Iron stone

سازندهای آهن نواری، کانسارهای اکسید آهن مس طلا (اورانیوم ± عناصر نادرخاکی) تیپ IOCG.



شکل۱-۳: نمودار شماتیک فرآیندهای زمین‌شناسی که به تشکیل آهن منجر می‌شود (Kesler,1994)

در جدول (۱-۱)، به ویژگی‌های برخی از کانسارهای فوق اشاره شده است. بیش‌تر این اطلاعات از مجموعه تیپ‌های دخایر معدنی بریتیش کلمبیا (Lefebure,1996) و USGS اخذ شده است.

جدول۱- ۱: مشخصات برخی ازکانسارهای آهن (اقتباس از متولی، ۱۳۸۴)

ویژگی‌ها	آهن اسکارنی کلسیمی	آهن اسکارنی منیزیمی	آهن رسوبی	آهن آتشفشانی - رسوبی
سن	بیش‌تر مزوزوئیک تا سنوزوئیک	بیش‌تر مزوزوئیک تا سنوزوئیک	فانروزوئیک، بیش‌تر در اردویسین تا دونین	بیش‌تر مزوزوئیک تا سنوزوئیک
محیط تکتونیکی	جزایر قوسی و ریفت حاشیه قاره‌ای	حاشیه قاره‌ای همزمان با کوهزایی	فلات قاره	کافت درون قاره‌ای، ریفت درون کمانی، ریفت پشت کمانی
سنگ میزبان/همراه	نفوذی‌های غنی از Fe و فقیر از Si حاصل از پوسته اقیانوسی، استوک گابروئی. که در آهک و دیگر سنگ‌های رسوبی یا آتشفشانی نفوذ می‌کند.	استوک، دایک یا سیل کوچک گرانودیوریتی تا گرانیتی که در دولومیت و سنگ‌های دولومیتی نفوذ می‌کند.	بیش‌تر سنگ‌های تخریبی، شیل	سنگ‌های آتشفشانی بیش‌تر با ترکیب حدواسط و گاه اسپیلیت، بازالت و ریولیت در مجموعه رسوبی عمدتاً سنگ آهک و گاه شیل، مارن و ماسه‌سنگ
ژئومتری همراه	چینه‌سان، توده‌ای، عدسی، صفحه‌ای	چینه‌سان، توده‌ای، عدسی، صفحه‌ای	لایه‌ای	لایه‌ای، توده‌ای
بافت	گرانوبلاست، توده‌ای، لایه‌ای	گرانوبلاست، توده‌ای، لایه‌ای	لایه‌ای، االیتی	لایه‌ای، توده‌ای، دانه‌پراکنده
کانی‌شناسی	مگنتیت، هماتیت، کالکوپیریت، پیریت کبالتیت، اسفالریت	مگنتیت، هماتیت، کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، مولیبدینیت	هماتیت، سیدریت، لیمونیت، شاموزیت	سیدریت، مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت
دگرسانی	پروپیلیتی	پروپیلیتی	-	-
عوامل کنترل کننده	ساختار و چینه‌شناسی	ساختار و چینه‌شناسی	ژئوشیمی حوضه	سنگ‌شناسی و ژئومتری حوضه
عیار و تناژ	۳-۱۵۰ تن ۴۰-۵۰٪ آهن	۲۵۰میلیون تن ۴۰-۵۰٪ آهن	۴۰-۵۰٪ آهن	۴۰-۵۰٪ آهن
منبع	Gross,1996 Meinert,1995	Bergem,1997	Evans,1997	Ray, 1995

ادامه جدول ۱-۱

ویژگی‌ها	سازند آهن نواری (آلگوما)	سازند آهن نواری (سوپریور)	کانسارهای IOCG (اکسیدهای آهن – مس- طلا)
سن	آرکئن	پروتروزوئیک آغازین	پروتروزوئیک تا هولوسن
محیط تکتونیکی	کمان آتشفشانی، مناطق گسترشی، گرابن	حوضه فلات قاره و پلاتفرمی	پهنه فرورانشی، رژیم‌های تکتونیکی کششی
سنگ میزبان/همراه	گری‌وک، سنگ‌های آتشفشانی	کوارتزیت، شیل سیاه زغال‌دار، کنگلومرا، دولومیت، چرت	سنگ‌های تولئیتی تا کالک آلکالن، شامل گابرو تا گرانودیوریت، سنگ‌های متاولکانیک و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده
ژئومتری همراه	غالباً به صورت عدسی	لایه‌ای	متنوع، شامل رگه‌ای، توده‌ای، صفحه‌ای
بافت	لایه‌ای، توده‌ای	لایه‌ای، توده‌ای	نواری، توده‌های برشی تا نامنظم، عدسی
کانی‌شناسی	هماتیت، مگنتیت، سیدریت، پیریت، پیروتیت، طلا	هماتیت، مگنتیت، سیدریت، شاموزیت	مگنتیت، هماتیت، آپاتیت
دگرسانی	-	-	سدیک، پتاسیک، سرسیتی، سیلیسی، کلریتی، اکتینولیتی
عوامل کنترل کننده	افق چینه‌شناسی سرشار از آهن با مقدار کمی رسوبات کلاستیک	افق چینه‌شناسی سرشار از آهن با مقدار کمی رسوبات کلاستیک	سنگ‌شناسی و کنترل کننده‌های ساختاری مانند گسل‌ها
عیار و تناژ	۳-۱۵۰ میلیون تن ۱۵-۴۵٪ آهن	۱-۵ میلیون تن ۱۵-۳۰٪ آهن	۱۰۰۰میلیون تن ۲۰٪ آهن
منبع	Ray,1995	Gross,1996	Eilu et al,2002

۱-۱۰- 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 مرکزی در پروتروزوئیک پسین، عملکرد و ادامه فعالیت‌های

زمین‌ساختی – ماگمایی سبب کانی‌سازی آهن شده است. این کانه‌زایی ارتباط تنگاتنگی با زمین ساخت و ماگماتیسم در ایران داشته و سبب کانه‌زایی مدل‌های مختلفی از آهن شده است. روند این کانی‌سازی از پروتروزوئیک پسین تا میوپلیوسن در ایران قابل پیگیری است. قابل توجه است که ذخایر نهشته شده در پروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین از زمان‌های دیگر نمود بسیار آشکارتری دارد (قربانی، ۱۳۸۶).

۱-۱۰-۱- کانی‌سازی آهن در پروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین

همگام با فاز ماگمایی پروتروزوئیک پسین، در برهه زمانی ۶۲۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش که تا کامبرین پیشین ادامه یافته، تعداد قابل توجهی از ذخیره آهن تشکیل شده است. این ذخایر رابطه مستقیم یا غیرمستقیم با سنگ‌های ماگمایی و آتشفشانی – رسوبی این زمان دارند که در نقاط مختلف ایران، آثار آن‌ها را می‌توان دید (قربانی، ۱۳۸۶). کانسارهای آهن این فاز، از نظر پیدایش زمانی و منشأ به دو دسته تقسیم می‌شوند:

۱- کانسارهایی با خاستگاه آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی متعلق به پرتروزوئیک پسین که گاه تا کامبرین پیشین ادامه می‌یابند. این کانسارها از نظر ذخیره، چندان اقتصادی نیستند و عبارتند از:

الف) کانسارهای آتشفشانی – رسوبی ناحیه بافق (فاز اول کانی‌سازی در منطقه بافق) مانند کانسار آهن و منگنز ناریگان و بخش افقی کانسار آهن میشدوان. این کانسارها دارای منگنز، عناصر نادر خاکی و اورانیوم نیز هستند (قربانی، ۱۳۸۶).

ب) کانسارهای آهن رسوبی محور سلطانیه – مهاباد: این کانسارها اغلب منشأ رسوبی – آتشفشانی دارند و در پیوند با بخش‌های پایین سازند سلطانیه و گاه سنگ‌های آتشفشانی سری‌قره‌داش می‌باشند. این کانسارها عبارتند از: کانسارهای آهن ارجین (ناحیه سلطانیه)، شاه‌بلاغ و کاوند در ناحیه جنوب باختر زنجان، میرجان – قالیچه‌بلاغ در ناحیه ماه نشان، علم‌کندی، چهارتاق در ناحیه تکاب، کوه تکه قیاسی در ناحیه سلطانیه، باستان در ناحیه مهاباد و آق‌بلاغ در ناحیه اشنویه (قربانی، ۱۳۸۶).

کانسارهای آهن که در سنگ‌های پرکامبرین پسین – کامبرین پیشین این محور جای گرفته‌اند، همگی ساخت رسوبی از خود نشان می‌دهند و همایند (پاراژنز) آن‌ها اغلب گوتیت، هماتیت، مگنتیت و باطله‌های کلسیت، دولومیت، سیلیس و باریت است (قربانی، ۱۳۸۶).

پ) ذخایر آهن آتشفشانی – رسوبی در پیوند با سنگ‌های سری هرمز و آتشفشان‌های وابسته در منطقه بندر عباس و جزایر جنوب خاوری آن مانند آهن تنگه‌زاغ، هرمز، لارک و قشم. سن این آهن‌ها، اغلب پروتروزوئیک نبوده و کامبرین پیشین است. این پدیده به احتمال زیاد می‌تواند حاصل فرسایش کانسنگ‌های قدیمی و جای‌گیری آن‌ها در سازندهای جوان باشد (قربانی، ۱۳۸۶).

ت) ذخایر آهن آتشفشانی: این ذخایر در آمیخته با سنگ‌های آتشفشانی قره‌داش است که کانه‌های آهن در متن آن‌ها قرار دارد، مانند کوه برده‌رش، بیچاقچی و حمام در منطقه شاهین‌دژ، از آن‌جا که این ذخایر، آغشته به سنگ‌های ریولیتی هستند، ارزش اقتصادی چندانی ندارند (قربانی، ۱۳۸۶).

۲- کانسارهای آهن با خاستگاه ماگمایی یا به عبارت بهتر خاستگاه ارتوماگمایی که گاه تحت تأثیر محلول‌های وابسته به توده‌های مولد کانسار به همراه سنگ‌های میزبان به شدت دچار متاسوماتیسم شده‌اند و از آن‌ها به عنوان کانسارهایی با خاستگاه متاسوماتیسم یا کانسارهای IOCG نیز یاد شده است. این کانسارها در ناحیه بافق یافت می‌شوند و بزرگترین ذخایر آهن ایران را تشکیل می‌دهند. در حقیقت، این کانسارها را باید به فاز ماگمایی (از نوع نفوذی) پس از فاز آتشفشانی که سنگ‌های سازند ریزو و دزو را به وجود آورده نسبت داد، مانند گرانیت‌های تیپ زریگان و ناریگان (قربانی، ۱۳۸۶).

این فاز ماگمایی، یک فاز ماگمایی آلکالن غنی از آهن و مشتقات آن بوده است. میزان عناصر کمیاب نیز در آن‌ها بالاست. کانسارهای آهنی که می‌توان به این فاز نسبت داد، عبارتند از: کانسارهای آهن چادرملو، چغارت، سه‌چاهون، چاه‌گز در ناحیه زرند کرمان و کانسار میشدوان (فاز دوم کانی‌سازی میشدوان که ارتباط مستقیم با گرانیت‌ها دارد) (قربانی، ۱۳۸۶).

۱-۱۰-۲- کانی‌سازی آهن در پالئوزوئیک – تریاس پیشین

پالئوزوئیک پسین از نظر کانی‌سازی آهن در ایران، در مقایسه با فاز پروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین کم مایه‌تر بوده است، به طوری که تنها چند کانسار را در ایران می‌توان به این زمان نسبت داد که عبارتند از:

کانسار آهن کلات ناصر در خاور قاین در منطقه آهنگران (قربانی، ۱۳۷۲)، کانسار آهن و منگنز هنشک در منطقه ده‌بید فارس (کاظمی‌راد و همکاران ۱۳۸۸)، کانسار آهن ظفرآباد در کردستان (مومن‌زاده و همکاران، ۱۳۷۴؛ براتی و قلی‌پور ۱۳۹۲)، کانسار آهن ماسوله متعلق به پرمین (قربانی و مصطفوی، ۱۳۷۳) و کانسار گل‌گهر سیرجان (بابکی و آفتابی، ۱۳۸۵).

کانسارهای یاد شده همگی در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی غنی از آهن جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند و عمل متاسوماتیسم، باعث تمرکز دوباره آهن در آن‌ها شده است (قربانی، ۱۳۸۶).

۱-۱۰-۳- کانی‌سازی آهن در مزوزوئیک

کانسارهای آهن این برهه زمانی، بیش‌تر در پهنه شمالی سنندج – سیرجان شناخته شده‌اند. این کانسارها، به طور عمده دارای خاستگاه ماگمایی – اسکارنی و آتشفشانزاد هستند که عبارتند از:

الف) کانسارهای آهن آتشفشان – رسوبی و اسکارنی منطقه همدان که شامل کانسارهای باباعلی، چناربالا و گلالی در منطقه قروه (توکلی و همکاران، ۱۳۸۴؛ آلیانی و همکاران، ۱۳۸۵؛ زمانی و همکاران، ۱۳۸۵؛ رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۸۹) بوده و در پیوند با توده‌های نفوذی گابرو دیوریت – سینیت منطقه یاد شده هستند. البته این احتمال نیز وجود دارد که این کانسارها وابسته به توالی آتشفشانی – رسوبی سری سنقر با سن پرمین تا تریاس باشند، ولی تمرکز و غنی‌شدگی آن‌ها همگام با توده‌های نفوذی منطقه به سن کرتاسه، رخ داده است (قربانی، ۱۳۸۶) .

ب) کانسار آهن رسوبی – آتشفشانزاد شمس‌آباد با سن کرتاسه پیشین در جنوب باختری اراک (سامانی، ۱۳۷۳؛ فرهادی، ۱۳۷۴) و همه کانسارهای آهن و منگنز محور ملایر – اصفهان که در سنگ‌های کرتاسه جای دارند.

ج) کانسار اسکارنی آهن ناحیه سنقر (خسروآباد، ده خزعلی) (متولی و همکاران، ۱۳۸۴).

۱-۱۰-۴- کانی‌سازی آهن در ترشیری

در پیوند با ماگماتیسم ترشیری که در ایران گسترش فراوانی دارد، تعداد نسبتاً زیادی کانسار آهن نیز تشکیل شده است که از ائوسن پسین تا اوایل کواترنر قابل پیگیری است. کانسارهای این زمان، همگی دارای خاستگاه ماگمایی می‌باشند. این کانسارها، پراکندگی زیادی نسبت به کانسارهای آهن فازهای قدیمی‌تر دارند که علت آن، گسترش فراوان فعالیت‌های آتشفشانی و پلوتونیسم این زمان است. کانسارهای آهن این فاز عبارتند از:

الف) کانسارهای آهن در پهنه ارومیه – دختر: در پهنه ارومیه – دختر همگام با فعالیت‌های آتشفشانی و پلوتونیسم الیگومیوسن، تعداد به نسبت زیادی کانسار آهن تشکیل شده که نمونه‌وار می‌توان به کانسار آهن ورتاوه قمصر، کانسار آهن داران در باختر اصفهان، کانسار آهن شهرک در منطقه زنجان، کانسار آهن کوه بابا در جنوب باختر هشترود اشاره کرد.

ب) کانسارهای آهن ماگمایی در پهنه البرز: در پیوند با ماگماتیسم الیگومیوسن در پهنه البرز باختری، تعدادی کانسار آهن تشکیل شده است که به کانسارهای آهن اسکارنی شمال و شرق سمنان در البرز خاوری، کانسار آهن IOCG سرخه‌دیزج در کوه‌های طارم اشاره کرد (قربانی، ۱۳۸۱؛ نباتیان و همکاران، ۱۳۸۶).

گفتنی است که در آذربایجان شمالی تعدادی کانسارهای آهن ناشی از دگرسانی کانی‌های سولفیدی وجود دارد. این کانسارها عموماً حالت کلاهک آهنین (گوسان) داشته و شامل کانسارهای آهن

دمیرچی در مناطق طارم، خلخال و اهر، کانسار آهن ماگمایی – اسکارنی در آذربایجان مانند کانسار آهن اسکندریان خوی، کانسار آهن مزرعه اهر و ... است (قربانی، ۱۳۸۶).

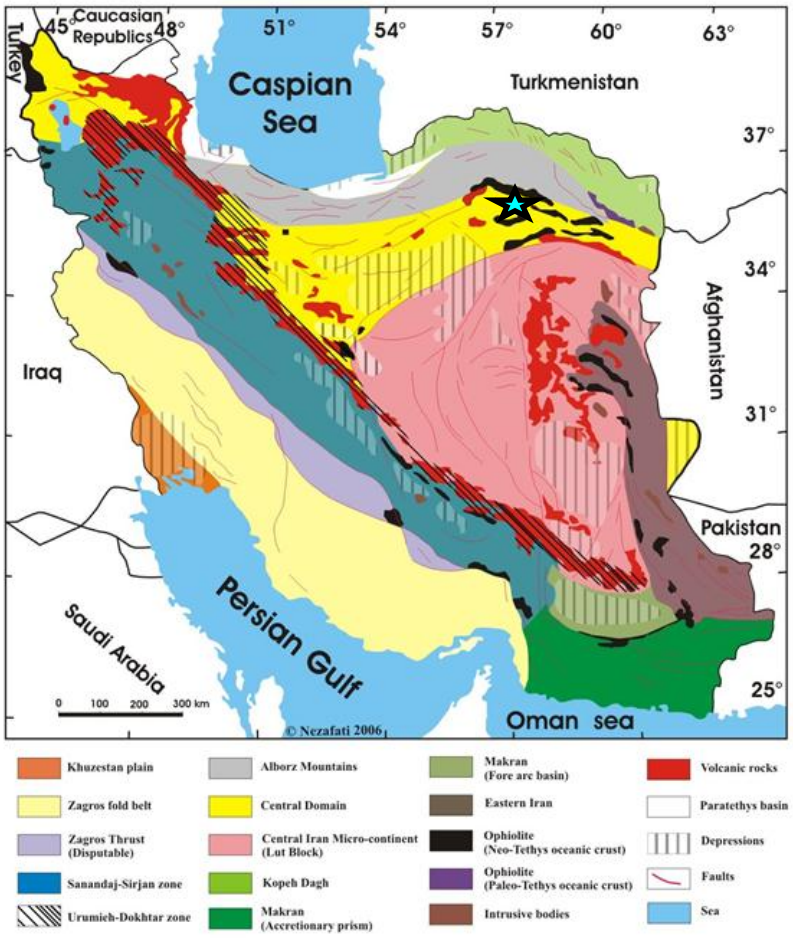
کانسار آهن در خاور ایران: کانسار سنگان یکی از بزرگترین کانسارهای ایران است که در خاور ایران قرار دارد. به باور برخی از زمین‌شناسان، این کانسار متعلق به ائوسن پسین – الیگومیوسن و از نوع اسکارنی است. (قربانی، ۱۳۸۶؛ بومری و همکاران ۱۳۷۱).

فصل دوم

زمین شناسی ناحیه ای

۲-۱- مقدمه

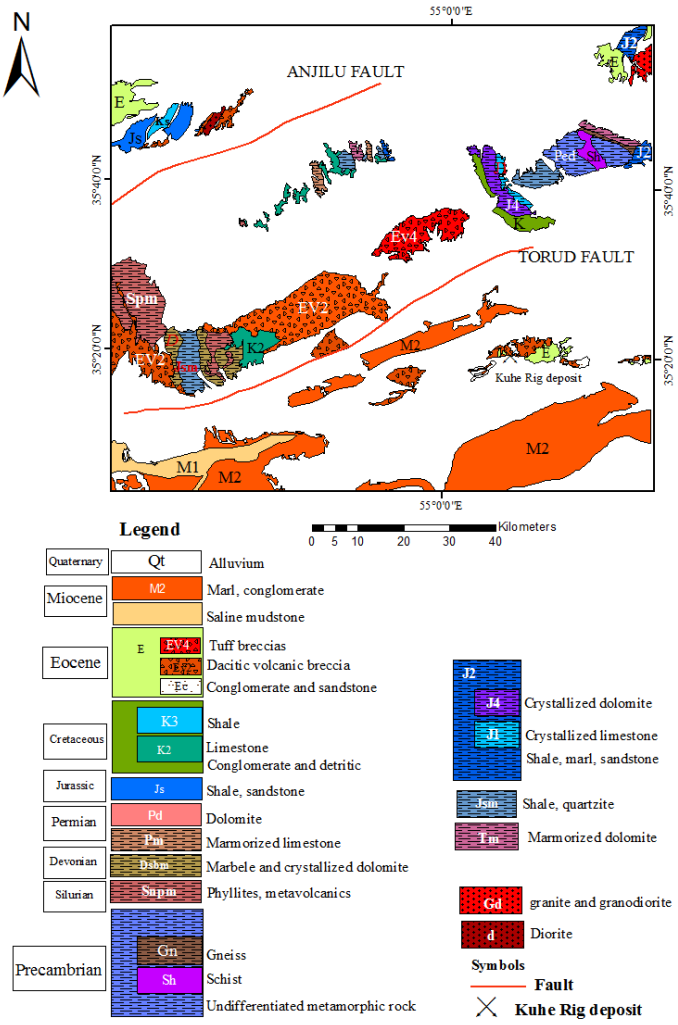
محدوده معدنی کوه‌ریگ، در حاشیه شمالی زون زمین‌ساختی ایران مرکزی واقع شده است (شکل۲-۱). این زون در ترشیری شاهد فعالیت ماگمایی بسیار گسترده‌ای بوده که حاصل آن در منطقه ترود، نوار آتشفشانی ترود – چاه‌شیرین با روند شمال شرق – جنوب غربی، حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران را تشکیل می‌دهد. زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه نیز تحت تأثیر شرایط کلی حاکم بر این منطقه شکل گرفته است. در این فصل شرح چینه‌نگاری، ماگماتیسم، زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیکی در مقیاس ناحیه‌ای بر اساس ورقه ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود پرداخته شده است.



شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)

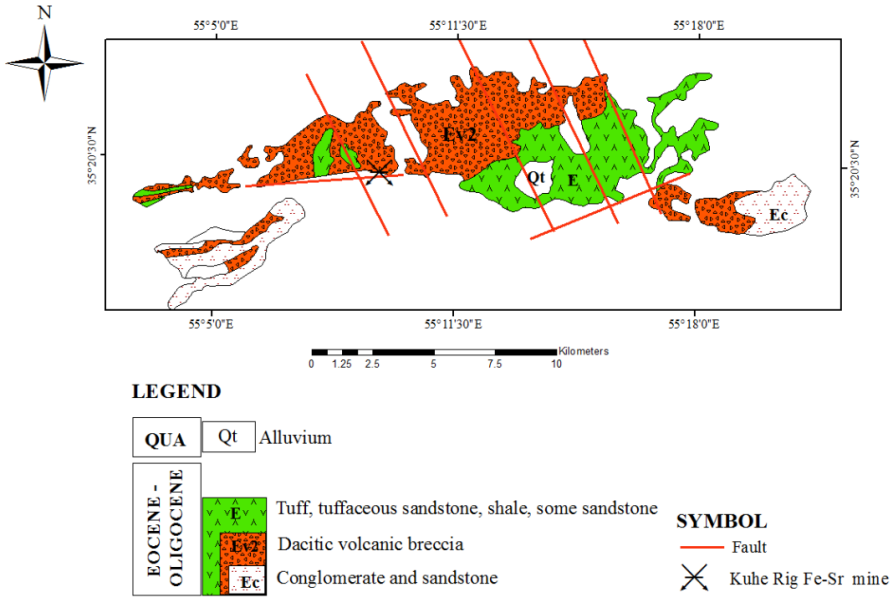
۲-۲- چینه‌شناسی عمومی منطقه

در محدوده مورد مطالعه قدیمی‌ترین واحد سنگی و چینه‌شناسی را به ترتیب واحدهای چینه‌ای کامبرین و جوان‌ترین آن‌ها را رسوبات عهد حاضر تشکیل می‌دهند (شکل۲-۲ تا ۲-۴). سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور در سال ۱۳۵۷واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقهٔ ترود را از قدیم به جدید این‌گونه طبقه‌بندی کرده است:



شکل ۲-۲: نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه ترود برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (Alavi and Haghipour, 1976) نشان-دهنده واحدهای سنگی پرکامبرین تا عهد حاضر است.

شکل۲-۳: ستون چینه‌شناسی ناحیه‌ای از واحدهای سنگی موجود در جنوب شاهرود (منطقه ترود) واحد میزبان کانه‌زایی سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی ائوسن می‌باشد.



شکل ۲-۴: نقشه زمین‌شناسی از منطقه‌ی ترود در جنوب شاهرود بر اساس نقشهٔ ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود (Alavi and Haghipour, 1976) که نشان‌دهنده واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه و موقعیت کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ می‌باشد.

۲-۲-۱- پرکامبرین

قدیمی‌ترین واحد سنگی که ازنوع دگرگونی (گنیس،شیست و ...) می‌باشد که در کوه شتر با گسترش محدود در شرق منطقه مطالعاتی دیده می‌شود (حقی‌پور، ۱۳۴۰).

۲-۲-۲- کامبرین

سنگ‌های دوره کامبرین به صورت محدود در بخش غربی جاده مارکوه رخنمون دارند این واحد متشکل از دولومیت‌های سیاه رنگ با لایه‌ها و گره‌های سیلیسی و دولومیت‌های نواری خاکستری – قهوه‌ای است که با طبقات کمتری از دولومیت‌های ماسه‌ای صورتی رنگ و شیل‌های قرمز رنگ و آهک توده‌ای در تناوب است (Alavi and Haghipour, 1976).

۲-۲-۳- سیلورین- دونین

واحدهای سنگی سیلورین- دونین در شمال گسل انجیلو گسترش وسیعی دارند و این واحدها تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند. سنگ‌های سیلورین شامل سازند نیور و سنگ‌های دونین شامل سازندهای پادها، سیبزار و بهرام می‌باشند که سازند نیور، سیبزار و بهرام را به نام سری بزکوه می-گویند (علوی و هوشمندزاده، ۱۳۵۲). سری بزکوه از رسوباتی با منشأ آواری و کم عمق از قبیل ماسه-سنگ، کنگلومرا، شیل، دولومیت و سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند و سازند آهکی بهرام با تداوم آشکار بر روی سازند سیبزار قرار گرفته است که تناوبی از لایه‌های ماسه‌سنگ و شیل و گچ و گدازه-های آتشفشانی را دارد. در این‌جا نهشته‌های آواری سازند نیور و پادها تناوبی از سری شیست، ماسه-سنگ و آهک سیاه‌رنگ همراه یک لایه دولومیتی با شیل‌های قرمز و سبز رنگ و لایه های دولومیتی نازک دارند، با تغییر رژیم رسوبگذاری طبقاتی ازکربنات، لایه‌های زیرین را می‌پوشاند که شامل سازند سیبزار (دولومیت) و لایه بندی خوب آهک خاکستری بر روی آن می‌باشد.

۲-۲-۴- پرمین

در ناحیه ترود در شمال گسله انجیلو رسوبات کربونیفر دیده نمی‌شود و سنگ‌های پرمین مستقیماً بر روی سازند بهرام قرار گرفته‌اند و در این ناحیه سنگ‌های پرمین با یک‌سری رسوبات آواری شروع می-شود که شباهت بسیار به سازند درود البرز دارد. بر روی این رسوبات آواری تناوبی از لایه‌های آهک فوزولین‌دار و براکیوپوددار و دولومیت خاکستری زرد و روشن دیده می‌شود. این واحد کربناتی شبیه سازند جمال است. این سازند در جنوب گسل انجیلو (کوه بیل بن) دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده و به شیستهای سبز و مرمرهای خاکستری و تناوبی از کوارتزیت تیره و آهکهای نازک لایه تبدیل شده‌اند (Alavi, 1971).

۲-۲-۵- تریاس زیرین و میانی

این واحد سنگی در شمال گسل انجیلو دچار فرسایش شدید پس از لیاس شده است، لذا گسترش محدودی دارد و شامل ماسه سنگ کوارتزی. شیل قرمز رنگ و دولومیت خاکستری روشن با لایه‌بندی خوب (۱۶۰ متر) که قابل مقایسه با سازند سرخ شیل است (Alavi, 1971).

۲-۲-۶- تریاس بالایی - لیاس

چون در ناحیه ترود رسوبات تریاس بالا بدون قطع شدگی و بدون تغییر به رسوبات لیاس (ژوراسیک پایینی) می‌پیوندند لذا به این مجموعه سازند شمشک اطلاق می‌شود. این سازند با دگرشیبی کمی روی دولومیت‌های پرموتریاس می‌نشیند و متشکل از شیل‌های زغال‌دار، ماسه‌سنگ و شیل‌های آهکی- رسی می‌باشد. این واحد سنگی در شمال گسل انجیلو بر عکس تریاس زیرین گسترش خوبی دارد و گسترش محدود آن در کوه بیل‌بن در جنوب گسل انجیلو دیده می‌شود (Alavi, 1971).

۲-۲-۷- دوگر(سازند بادامو و بغمشاه)

در شمال گسل انجیلو رسوبات خشکی‌زا (Terrigene) و آواری تشکیل شده است که دلالت بر خروج این ناحیه از آب در اواخر ژوراسیک دارد در قسمت پایین از آهک‌های ماسه‌ای و کنگلومرایی تشکیل می‌شود که قابل مقایسه با سازند بادامو است. در قسمت بالا تناوبی از شیل‌های آهکی و ماسه‌ای که می‌توانند با سازند بغمشاه در ناحیه طبس مقایسه شوند، وجود دارند. در جنوب گسل انجیلو این دو واحد بادامو و بغمشاه عمدتاً در قسمت‌های شرقی ناحیه مورد مطالعه قرار دارند که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند (Alavi, 1971).

۲-۲-۸- کرتاسه

دریای کرتاسه با پیشروی خود رسوب‌های آواری قرمز رنگ را در زیر پدید آورده و با نشست کف آن و تغییر رژیم رسوبگذاری به تناوبی از آهک و شیل تبدیل کرده است. این تناوب در پایین‌ترین بخش خود فسیل‌های مربوط به اپسین و در بالاترین قسمت فسیل‌های مربوط به سنونین و احتمالاً تا کامپانین را به دست می‌دهد. سرانجام دریا با پسروی خود دوباره رسوبات آواری قرمز رنگ را به‌جا می‌گذارد که جزء در غرب معدن سرب خانجار (معدن رشم) فرسایش ترشیر اثری از آن به‌جای نگذاشته است. از نظر سنگ شناسی و چینه‌شناسی کرتاسه در سراسر ناحیه وضعیت نسبتاً یکسانی دارد و تمام سازندهای پیش ازخود را با یک دگرشیبی زاویه‌ای که گاه به ۸۰ درجه می‌رسد (کوه خرگوشی) می‌پوشاند (Alavi, 1971) .

۲-۲-۹- ترشیر

ترشیر با فعالیت آتشفشانی آغاز می‌گردد که مربوط به جنبشهای کوهزایی لارامین است که در ائوسن به اوج خود رسیده است. و در ناحیه ترود در رشته کوه‌های ترود – چاه شیرین گسترش زیادی دارند. این رسوبات با ترادف‌های ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی از نوع توف داسیتی و گدازه‌های آندزیتی و

کانی‌های عمده آن‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت) و بیوتیت است. پلاژیوکلازها دگرسان شده به سریسیت و کانی‌های مافیک به کلریت تبدیل شده‌اند. طبیعت سالم پیروکسن‌ها مبین آن است که این سنگ‌ها در محیطی زیر هوایی (subaerial) و در کنار حوضه‌های رسوبی تشکیل شده است. کنگلومرای قاعده ائوسن ضخامتی متغیر بین ۷۰۰-۰ متر دارد و مارن‌های گچ‌دار در این‌جا بیش‌تر می‌باشد. نشست کف حوضه رسوبی و پیشروی دریا در اواسط ائوسن با یک واحد کنگلومرایی آغاز می‌گردد سپس رسوبات کف دریایی نومولیت‌دار ائو- الیگوسن که معرف محیط کم عمق هستند در پی کنگلومرا می‌آیند که ضخامتی در حدود ۳۵۰۰متر ممکن است داشته باشند. بعد از آن با بالا آمدن کف دریا یک رژیم آواری بر سراسر ناحیه حکم‌فرما شده است و سازند قرمز را به‌جای گذاشته است. در اواخر الیگوسن با نشست دوباره کف حوضه در مدتی نسبتاً کوتاه باز یک رژیم دریایی مستقر می‌گردد و تناوب آهک و شیل، سازند قم را به وجود می‌آورد. پس از این مدت شرایط دریایی برای همیشه از این ناحیه رخت بر بسته و یک رژیم آواری کولابی حاکم شده است که سازند قرمز بالایی و سازند پلیو- پلیستوسن تا کواترنری محصول آن هستند (Alavi and Haghipour, 1976).

۲-۳- ماگماتیسم در منطقه

ناحیه مورد بررسی از قدیمی‌ترین زمان‌های زمین‌شناسی شاهد فعالیت‌های ماگمایی بوده است. این فعالیت‌ها در دوران اول و دوم به فراخور حوادث تکتونیکی کم کم آغاز می‌شود و در دوران سوم به اوج خود می‌رسد و از حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین، در میان توالی‌های این دوران برخوردار است. بستگی فعالیت‌های ماگمایی با تکتونیک منطقه چنان واضح است که جایی برای بحث نمی‌گذارد ولی شدت آن با چه نوع حرکاتی می‌توانسته همراه باشد، مسئله‌ای در خور تأمل است. مثلاً در آغاز دوران اول فعالیت چشم‌گیر است و دلیل آن نیز حرکات کوهزایی است که این قسمت را از پهنه البرز جدا می‌کند ولی پس از آن علی‌رغم وجود این حرکات در طول دوران اول از فعالیت

ماگمایی خبری نیست البته شدت و ضعف این حرکات و فعالیت‌های ماگمایی به مکانیسم پیچیده حرکات، خواص فیزیکی کراتون و پوشش روی آن در مارن‌های مختلف، طبیعت مایعات بین آن‌ها و عوامل بسیار دیگری وابسته است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

۲-۳-۱ فازهای ماگمایی دوران اول

فعالیت‌های اصلی ماگمایی دوران اول با دوره سیلورین آغاز می‌شود. در شمال غرب ناحیه در بزکوه به تناوب‌های مختلف از گدازه‌های آندزیتی بازالتی- تراکی آندزیتی در میان سازند نیور (سیلورین) دست می‌یابیم که حجم قابل ملاحظه‌ای از این سازند را شامل می‌شود. این گدازه‌ها بیشتر بالشی هستند و گاه با برش‌گدازه و گاه با برش‌توف همراه است. پس از سیلورین تا پایان دوران اول فعالیت چشم‌گیری دیده نمی‌شود (Alavi, 1972).

۲-۳-۲ فازهای ماگمایی دوران دوم

فازهای ماگمایی دوران دوم در ناحیه ترود گسترش چندانی ندارد و بیشتر درقسمت‌های مرکزی و در محدوده بین گسل‌های انجیلو و ترود دیده می‌شود. اولین فاز در اواخر تریاس و در محدوده بین تریاس بالایی و میانی (کیمرین پیشین) اتفاق افتاده است که به‌صورت گدازه ضخیم آندزیتی، بین سازند شتری و نایبند مشاهده می‌شود. فاز دیگری که در طول دوران دوم ظهور می‌کند در اواخر ژوراسیک است. در شرق و در شمال غرب روستای سهل در میان تناوب آهک، شیل و ماسه‌سنگ (سازند بادامو) به افق‌های چند متری از گدازه‌های آتشفشانی پیروکسن و آندزیت‌دار برمی‌خوریم که گسترش وسیعی ندارند. این گدازه‌ها اغلب حالت برشی دارند.از آن‌جا که سن ترادف‌های همراه این گدازه‌ها می‌تواند احتمالاً ژوراسیک میانی باشد می‌توان این فاز را با حرکات تکتونیکی پس از لیاس مربوط دانست. پس از این فاز تا پایان مزوزوئیک با وجود حرکات مهم اواخر ژوراسیک (کیمرین

پسین)، هیچ فعالیت ماگمایی به چشم نخورده است. شاید آن‌چه در سطح می‌گذرد با آن‌چه در عمق اتفاق می‌افتد هم‌آهنگ نیست.

باید اشاره کرد که توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی واقع در کوه‌های بندهزارچاه و شتر (شمال تا شمال شرق) بر مبنای نقشه زمین شناسی خارتوران مربوط به این رخداد تکتونیکی می‌باشند (Alavi,1972).

۲-۳-۳- فازهای ماگمایی دوران سوم

اگر فازهای ماگمایی دوران اول و دوم ضعیف، متفرق و در فواصل کوتاه زمانی اتفاق می‌افتاد در ترشیری هم عوامل زمین‌شناسی تحت تأثیر فعالیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرد و محصولات آن سراسر ناحیه را از توف و گدازه و توده‌های مختلف نفوذی (گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت) می‌پوشاند و حجم قابل ملاحظه‌ای را از ترادف‌های این دوران به خود اختصاص داده است.

فعالیت ماگمایی سنوزوئیک در ائوسن میانی و در پی آمد آن فاز لارامین آغاز می‌گردد که در اوایل ائوسن پسین متوقف می‌شود سپس در اواخر ائوسن پسین یا الیگوسن پیشین فعالیت دوباره از سر گرفته شده است که پی‌آمد آن فاز آلپین میانی- پیرنه بوده است ولی شدت آن با مقایسه پریود اول، چندان بالا نبوده است و سریع خاموش شده است. تغییر این پریودها تنها در شمال انجیلو واضح است و در قسمت‌های مرکزی و جنوبی وضع چنان است که چنین قضاوتی را دشوار و یا ناممکن می‌سازد. پس از خاموشی الیگوسن پسین، فعالیت ماگمایی دوباره از سر گرفته شده است ولی تعیین زمان دقیق آن میسر نیست، چرا که محصولات آن به‌صورت دایک، سیل و توده‌های نفوذی ظاهر شده‌اند که تمامی ترادف‌ها تا الیگوسن را می‌پیماید.

در جنوب گسل ترود، در میان طبقات تحتانی سازند قرمز بالایی، گدازه‌هایی از آندزیت پیروکسن‌دار در بخش M1 ظهور میابد که با توجه به سن این سازند به میوسن مربوط می‌شود. در شمال گسل انجیلو فعالیت ماگمایی با تناوب‌هایی از جنس آندزیت پیروکسن‌دار و توف‌های داسیتی همراه است.

بیش‌ترین فعالیت در نوار بین کوه‌های ترود – رشم دیده می‌شود. در این‌جا فعالیت ماگمایی با خروج گدازه‌های آندزیتی آغاز می‌شود که بیشتر از ۷۰۰متر ضخامت دارد و سپس به تناوبی از برش گدازه، برش توف و مقادیر کم‌تری توف می‌انجامد. بیشتر حجم (۲۰۰۰ متری) محصولات ماگمایی این قسمت را آندزیت تشکیل می‌دهد، پس از یک زمان طولانی به تناوب اسیدی و بازی می‌شوند.

در واقع فعالیت‌های ماگمایی ترشیری در نوارهای معینی انجام شده که توسط گسل‌هایی با جهت N-70-E تعیین می‌شوند. یعنی واکنش‌هایی که ناحیه نسبت به نیروی اصلی وارد بر آن نشان داده است، فضاهای کم انرژی با جهات مختلفی ایجاد کرده است که می‌توانسته میزبان توده‌های نفوذی و یا راه خروجی برای خروج ماگما باشد. چنان‌که دایک‌هایی با جهت N-40-E از ترک‌های کششی حاصل از حرکت چپ‌گرد گسله‌های اصلی و دایک‌هایی با جهت N-40-W از حرکت راست‌گرد بر همین گسله-ها (به هنگام تاثیر نیروی اصلی کششی) استفاده کرده است و دایک‌های عظیم و طویل با جهت N-70-E از فضاهایی سود برده است که در اثر حرکات قائم قسمت‌هایی از ناحیه در طول گسل‌های اصلی ایجاد شده است (Alavi, 1972).

۲-۴- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختمانی

۲-۴-۱- سیستم گسل‌ها و چین‌ها

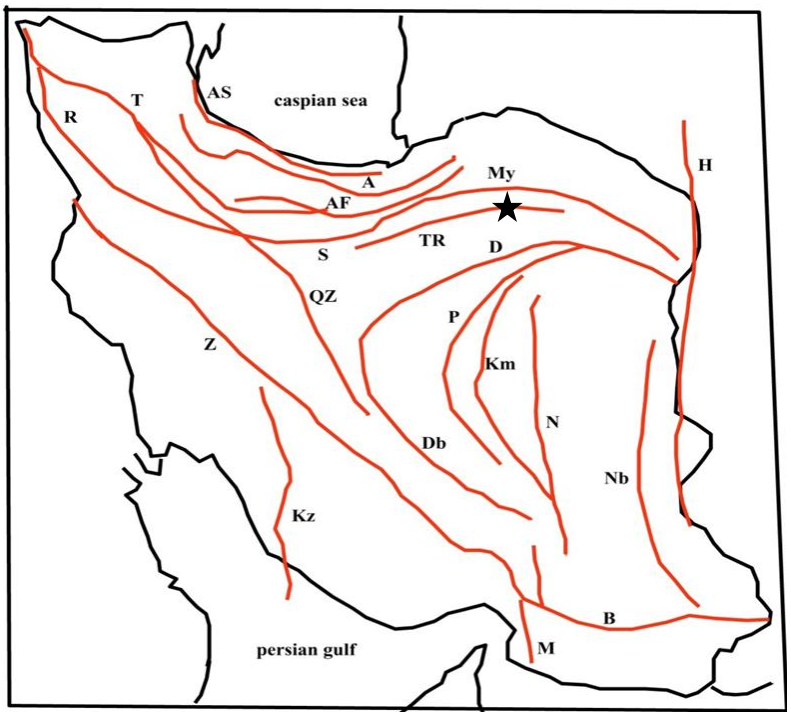
یک دسته گسل اصلی از کامبرین به بعد بر ناحیه تأثیر گذاشته‌اند که روند آن‌ها N-60-70-E است و شیبی نزدیک به قائم دارند. از آن‌جائی‌که این گسله‌ها در زمان‌های طولانی و به کرات فعال بوده‌اند.

تعیین دقیق نوع حرکت آن‌ها ممکن نیست و تنها با شواهد زمین‌شناسی و چین‌خوردگی‌های مربوط به آن می‌توان در مورد آن‌ها قضاوت کرد.

تنها در مورد آخرین حرکات گسله‌های جنوب رشته کوه‌های ترود- چاه شیرین می‌توان با توجه به خراش‌هایی که روی صفحات این گسله‌ها بر جای مانده است قضاوت نمود. به‌طور کلی حرکت این گسله‌ها به دو صورت افقی و چپ‌گرد که قسمت جنوبی گسله را به سمت شرق می‌راند و دیگری عمودی که این قسمت را به طرف پایین می‌راند.

گسله‌های دامنه جنوبی کوه‌های چاه شیرین که تشکیلات کرتاسه و ائوسن را جابجا کرده‌اند در زمان-های مختلف حرکات متفاوتی داشته‌اند. گاه ناحیه را در حال کشش و گاه در حال فشارش نشان می-دهند. محدوده مورد مطالعه روند شمال – جنوب (روند کالدونی) دارد این محدوده بین گسل‌های درونه و میامی-عطاری یا سمنان واقع شده است که قسمت غربی گسل میامی ممکن است به گسل عطاری و یا سمنان پیوسته باشد (شکل۲-۵).

گسل‌های عطاری و سمنان پهنه‌های ایران مرکزی و البرز را از یکدیگر جدا می‌کنند. این دو گسل که نسبت به هم ۱۰ تا ۲۵ کیلومتر فاصله دارند ممکن است در دشت آهوان – قوشه به یکدیگر بپیوندند. به نظر می‌رسد که گسل عطاری و گسل میامی در اصل یکی بوده باشند و در شمال آن‌ها پهنه‌ی تدریجی بین ایران مرکزی و البرز قرار گرفته باشد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).



شکل۲-۵: گسل‌های اصلی ایران(نبوی، ۱۳۵۵) و موقعیت محدوده مورد مطالعه (ستاره)، گسل‌ها(البرز: A ، آبیک-فیروزکوه:AF، سمنان: S، تبریز: T، آستارا: As، ارومیه: R، ترود: TR، میامی: My، درونه: D، قم-زفره: QZ، دهشیر-بافت: Db، پشت بادام: P، کلمرد: Km، هریرود: H، نهبندان: Nb، نایبند: N، بشاگرد: B، زاگرس: Z، کازرون: Kz و میناب: M

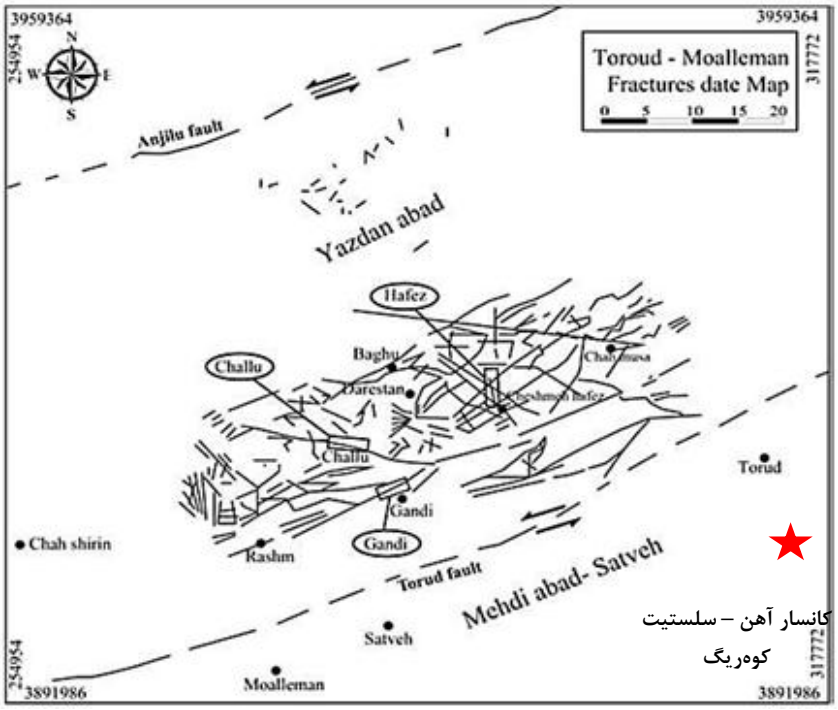
۲-۴-۲- چین خوردگی‌ها

روند چین خوردگی‌ها در زمان‌های مختلف متفاوت است. روند چین‌خوردگی مربوط به اواخر تریاس (فاز کیمرین پیشین) به علت ضعف آن و شدت چین‌خوردگی‌های بعدی مشخص نیست. چین خوردگی بین ژوراسیک بالایی و کرتاسه زیرین (کیمرین پسین) در نوارهای بین گسله انجیلو و رشته کوه‌های ترود – چاه شیرین دارای روندی به سمت شمال غرب- جنوب شرق که از N-40-W منتهی-الیه غربی با N-20-W در مرکز و شمال کوه‌های دولتیار و باز تا N-40-W در جنوب شرق تغییر می-کند و به‌طور کلی حالت مارپیچ مانند می‌دهد.

چین خوردگی‌های پس از کرتاسه و پس از ائوسن (فاز لارامین) تاقدیس و ناودیس ملایمی را در رسوبات کرتاسه در نوار بین گسل انجیلو و ترود نشان می‌دهند. چین‌خوردگی‌های پس از ائوسن

روندهای مختلفی دارند و اکثراً حتی در یک نوار از شمال تا شرق تغییر می‌کند. در ناحیه شمال گسل انجیلو بیش‌تر روند آن‌ها حدود N-70-E است. در گسل ترود – انجیلو نبود تشکیلات دوران سوم امکان قضاوتی را در این مورد غیر ممکن می سازد. در جنوب گسل ترود روندها مختلف است (شکل ۲-۶) چنان‌چه بین کوه‌های غار و رشم روند شمالی – جنوبی و در کوه‌های ترود دارای روند N-70-E است.

واکنش‌های مختلفی که ناحیه نسبت به نیروی اصلی وارد بر آن نشان می‌داده فضاهای کم انرژی با جهات مختلفی را ایجاد کرده می‌توانسته میزبان توده‌های نفوذی و یا راه خروجی برای خروج ماگما باشد (هوشمند زاده و همکاران، ۱۳۵۷).



شکل ۲-۶: نقشه‌ی شکستگی‌های شمال منطقه‌ی ترود – معلمان و جانمایی گسل‌های انجیلو ترود (برگرفته از کی‌نژاد، ۱۳۸۷).

۲-۴-۳- فازهای کوهزایی

ناحیه مورد مطالعه فازهای دینامیکی بسیاری از سرگذرانده یا به عبارت دیگر کلیه دوره‌های زمین-ساختی را می‌توان در این پهنه مشاهده کرد در ذیل به شرح آن‌ها می‌پردازیم.

۲-۴-۳-۱- فاز کالدونین – هرسی‌نین

پس از استحکام حاصل از چین‌خوردگی پرکامبرین شاهد اولین حرکات در کامبرین می‌شویم که ناحیه را از البرز جدا می‌کند. اولین حرکات محسوس در اواخر اردویسین آغاز می‌شود و کف دریای سیلورین را بالا می‌آورد. در واقع حرکات خشکی‌زایی صورت می‌گیرد به‌طوری‌که از رسوبات متناوب آهک و شیل کامبرین و اردویسین به رسوباتی دست می‌یابیم که بیشتر آواری و نیمه خشکی است (سازند نیور). بالا آمدن دریا در سیلورین متوقف می‌شود و تا آخر دونین پیشین نشست می‌کند. بیشتر از ۱۰۰۰متر رسوبات آواری- تخریبی از خود بجای می‌گذارد و در اواخر دونین پسین سریع می‌شود و دریای دونین میانی را به عمقی می‌رساند که اهکهای سازند بهرام را در خود جای می‌دهد. پس از دونین پسین دور حرکات طپشی نسبتا آرام پایان می‌پذیرد و ناحیه مورد مطالعه ما یک‌باره در کربونیفر از آب خارج می‌شود (هرسی‌نین). پس از این دوره ناحیه به‌سرعت نشست می‌کند و نهشته-های آواری پرمین زیرین شکل می‌گیرد (سازند درود) ولی آهنگ نشست چنان سریع است که مهلت زیادی برای تشکیل چنین رسوباتی نمی‌دهد و جای خود را به‌سرعت به رسوبات کربناتی می‌بخشد. در اواخر پرمین باز دریا بالا می‌آید و برخی از قسمت‌های ناحیه را احتمالاً به کلی از آب خارج نماید (Alavi, 1972).

۲-۴-۳-۲- فاز آلپین پیشین

این زمان با پیشروی دریای تریاس آغاز می‌شود ولی این پیشروی در همه جا یکسان نیست چرا که حرکات پایان پرمین، منطقه را به نواحی و نوارهایی به شرح زیر تقسیم کرده است:

الف- ناحیه شمال گسل انجیلو

ب- نوار بین گسل انجیلو و رشته کوه‌های ترود- چاه شیرین (کوه‌های دولتیار- مارکوه).

ج- نوار کوه‌های شتر – ترود – چاه شیرین که احتمالاً در جنوب گسله ترود محدود می‌شود.

د- ناحیه گسله ترود

علاوه بر اختلاف رسوبات میانی و بالایی در این نوارها که ممکن است به حرکات پس از تریاس میانی (کیمیرین پیشین) ارتباط داشته باشد، لیتولوژی آن‌ها متفاوت است. باید ذکر کنیم که عمده کانسارها و مظاهر معدنی سرب محدوده مورد بررسی در نوار کوه‌های شتر کوه- ترود- چاه شیرین و کمتر در شمال گسل انجیلو قرار دارند. همچنین وضعیت نوار ذکر شده پیچیده‌تر است، چنان‌چه در قسمت غربی آن رسوبات تریاس میانی و بالایی (سازند سرخ شیل و شتری) به‌کلی غایب است و سازند شمشک مستقیماً روی سازند جمال می‌نشیند ولی در منتهی‌الیه شرقی و دامنه‌های شترکوه، تریاس به ماسه‌سنگ توده‌ای ختم می‌شود جمعاً حدود ۲۰۰متر ضخامت نشان می‌دهد. پس از این زمان‌ها تحولات عظیم دینامیکی آغاز می‌شود و حرکات قائم کم کم جای خود را به حرکات افقی می-دهد و فازهای چین‌خوردگی یکی پس از دیگری آغاز به‌کار می‌کند ولی واکنش ناحیه در برابر این حرکات یکسان نیست و در طول نوارهای یاد شده اختلاف پیدا می‌کند.

مهمترین حرکات دوران دوم را می‌توان به سه فاز تقسیم نمود:

الف- تریاس میانی و پسین (کیمرین پیشین)

ب- فاز ژوراسیک پیشین و کرتاسه پسین (کیمرین پسین)

ج- فازهای کرتاسه

فاز تریاس میانی و پسین (کیمرین پیشین)

آثار این فاز در ناحیه مورد بررسی چندان محسوس نیست و بیشتر به یک فاز خشکی‌زایی می‌ماند تا فاز کوه‌زایی در شمال گسل انجیلو این فاز با یک دگرشیبی ضعیف سازند نایبند روی سازندهای قدیمی‌تر مشخص می‌شود.

در نوار شتر - ترود – چاه شیرین در قسمت غربی این نوار (کوه‌های رشم – چاه شیرین) سازند شمشک ظاهراً بدون هیچ دگرشیبی مستقیماً روی سازند جمال می‌نشیند (Alavi, 1972).

فاز ژوراسیک پسین و کرتاسه پیشین (کیمیرین پسین)

از نظر رخدادهای تکتونیکی این فاز مهم‌ترین فاز تاریخ زمین شناسی ناحیه ترود می‌باشد. در شمال گسل انجیلو رسوبات کرتاسه زیرین با رسوبات ژوراسیک یک دگرشیبی با زاویه‌ای حدوداً ۲۰ درجه می‌سازد و فارق این دو، کنگلومرای سرخ رنگی است که دال بر پیشروی کرتاسه است.

در نوار رشته کوه‌های شتر – ترود- چاه شیرین چین خوردگی بسیار شدید و توأم با یک دگرگونی دینامو‌ترمال است (Alavi, 1972).

فاز کرتاسه

پس از چین‌خوردگی فاز کیمرین پسین ناحیه به‌طور عموم و مستقل از نوارهای تکتونیکی که شرح داده شدند شروع به نشست می‌کند و دریای کرتاسه پایینی تقریباً همه جا را فرا می‌گیرد.

پس از آن در آلپین پایینی تا اوایل تورونین حرکات به سمت بالا بوده، در تورونین ناحیه دوباره نشست می‌کند و در کنیاسین به بعد بالا می‌آید و در ماستریشتین از آب خارج می‌شود (Alavi, 1972).

۲-۴-۳-۳- فاز ترشیری (فاز لارامین- آلپین میانی، آلپین پسین)

آن حالت یکنواختی که در کرتاسه در ناحیه حکم‌فرما شده بود در ترشیری به هم می‌خورد و باز بین نوارها اختلاف می‌افتد و جالب آن‌که در طول یک نوار نیز این وضعیت ثابت نمی‌ماند.

دوران سوم حالتی بین حرکات کوهزایی و قاره‌زایی دارد یعنی گاه بین دو ترادف پیش و پس از فاز دینامیک اصولاً زاویه‌ای دیده نمی‌شود و یا این زاویه اندک است. در واقع با توجه به آن‌چه شرح داده شد به‌جز فاز کیمیرین پسین هیچ‌کدام از فازهای تکتونیکی یک چین‌خوردگی شدید و عمومی به‌دست نمی‌دهد.

به‌نظر می‌رسد اوج حرکت فاز لارامین در پالئوسن بوده که اوایل ائوسن نیز پایان آن و آغاز حرکت بازگشتی می‌باشد. این فاز اثرات مهمی بر ناحیه داشته و آن را برای همیشه به نوارهای متعددی از قبیل نوار شمال گسل انجیلو، نوارهای بین گسل انجیلو و ترود و نوارهای جنوب گسل ترود تقسیم می‌کند. چنان‌که رسوبات دریایی ائوسن تا الیگوسن در پایین شمال گسل انجیلو بیش از ۳۰۰۰متر ضخامت دارد. در نوار بین گسل انجیلو و گسل ترود که تقریباً فاصله‌ای کمتر از ۱۰ کیلومتر با نوار شمال گسل انجیلو دارد پس از کرتاسه هیچ نوع رسوبی دیده نمی‌شود. در نوار کوه‌های شتر ـ ترود ـ چاه شیرین که کلاً از سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند طبقات کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ نیز وجود دارد و بالاخره در جنوب گسل ترود ضخامت رسوبات دریایی از ۶۰۰ متر تجاوز نمی‌کند. از سوی دیگر فاز لارامین یک چین‌خوردگی نسبتاً ملایم نیز به همراه دارد چنان‌که هرجا ائوسن مستقیماً روی کرتاسه می‌نشیند با یک دگرشیبی زاویه‌ای همراه است.

حرکات تکتونیکی پس از ائوسن شدت نسبتاً کمتری داشته است. حرکات آلپین میانی (پیرنه) به‌صورت عمومی بوده است؛ در حالی‌که حرکات اواخر الیگوسن باعث چین‌خوردگی مختصری می‌شود که نشانه آن دگرشیبی زاویه‌ای بین سازند کم عمق قم و سازند قرمز پایینی در شمال گسله انجیلو می‌باشد.

اواخر میوسن کم شدن عمق دریا و تشکیل سازند قرمز بالایی، مقدمه حرکاتی است که در اواخر پلیوسن باعث چین‌خوردگی طبقات می‌شود (آلپین پسین)؛ به طوری که نهشته‌های پلیو- پلیستوسن با دگرشیبی زاویه‌ای روی تمام طبقات قدیمی‌تر خود می‌نشیند.

پس از پلیستوسن باز حرکاتی که باعث چین‌خوردگی می‌شود آغاز به‌کار می‌کند به طوری که نهشته‌های کواترنر و تراس‌های قدیمی روی یک بستر چین‌خورده قرار می‌گیرند. این حرکات هرگز از فعالیت باز نمی‌ایستند چنان‌که آبرفت‌های کواترنر با یک دگرشیبی آشکار روی تراس‌های قدیمی قرار می‌گیرند (Alavi, 1972).

فصل سوم

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

۳-۱- مقدمه

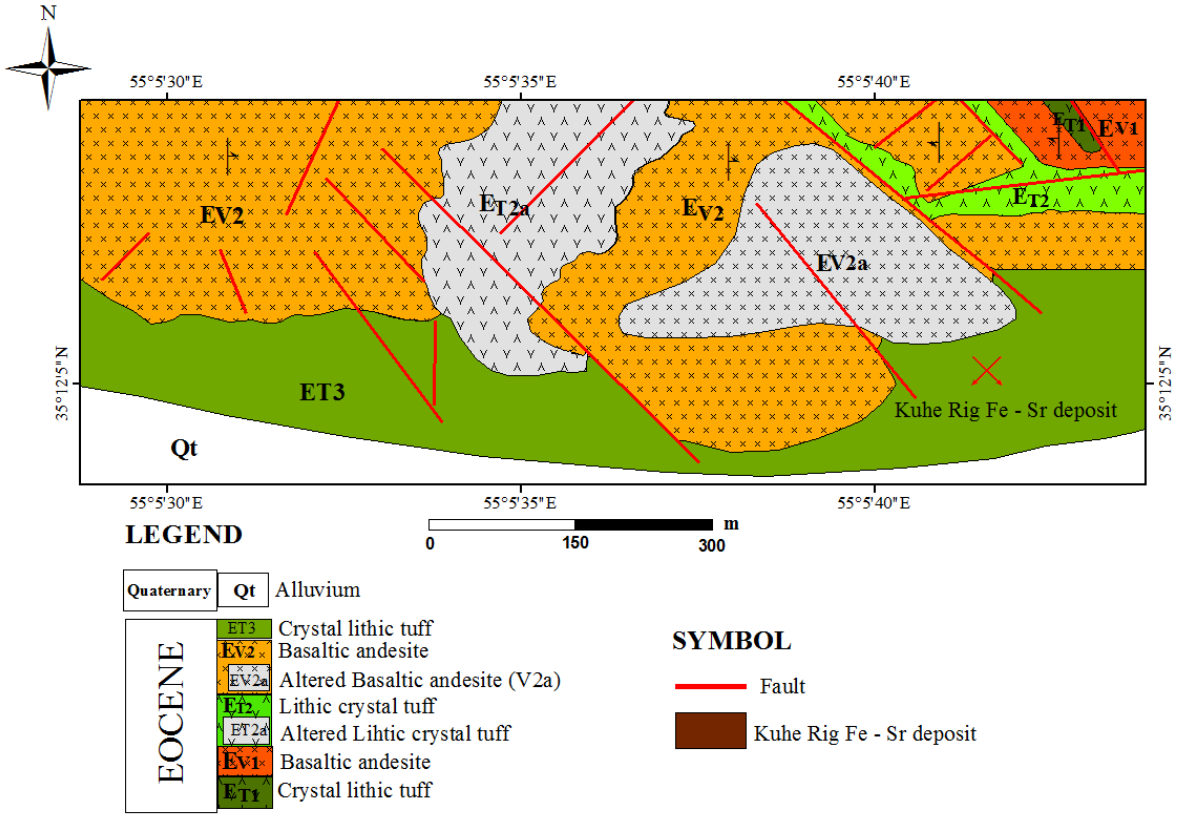
در این بخش، پتروگرافی ۵ گروه سنگی ناحیه از لحاظ دستی و مقطع میکروسکوپی مورد بررسی قرار گرفته است که تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی است.

از آن‌جا که توالی آتشفشانی – رسوبی ائوسن میزبان کانه‌زائی آهن – سلستیت کوه‌ریگ می‌باشد. لذا سعی گردید تا با استفاده از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود، عملیات صحرایی صورت گرفته و مطالعات پتروگرافی، ستون چینه‌شناسی و نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از محدوده مورد مطالعه تهیه گردید.

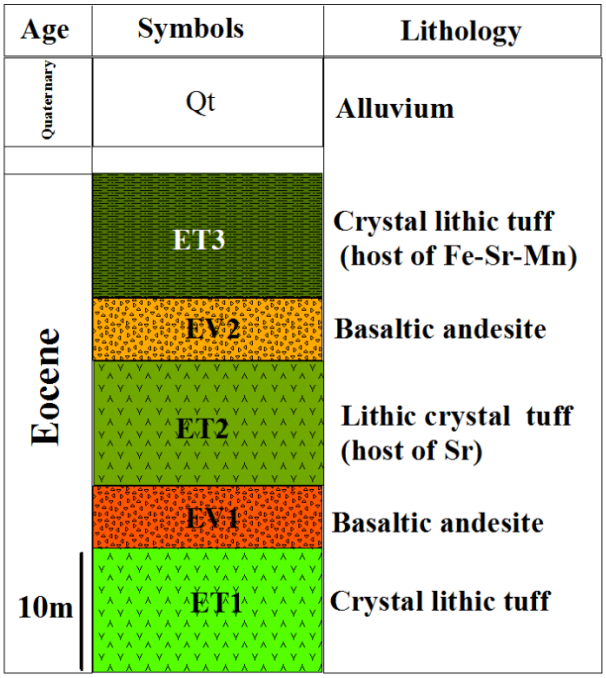
بنابراین با توجه به ستون چینه‌شناسی محدوده مورد مطالعه هر یک از واحدهای سنگی به ترتیب سن در زیر توضیح داده شده است.

۳-۲- واحد سنگی منطقه مورد مطالعه

سنگ‌شناسی محدوده معدنی شامل تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی که از قدیم به جدید عبارتند از: کریستال لیتیک توف، آندزیت بازالت، لیتیک کریستال توف، آندزیت بازالت و کریستال لیتیک توف می‌باشد.کانه‌زایی آهن – سلستیت و منگنز در واحد کریستال لیتیک توف (ET3) رخ داده است . در شکل (۳-۱و۳-۲) نقشه زمین‌شناسی و توالی چینه‌شناسی محدوده معدنی به صورت شماتیک رسم شده است.



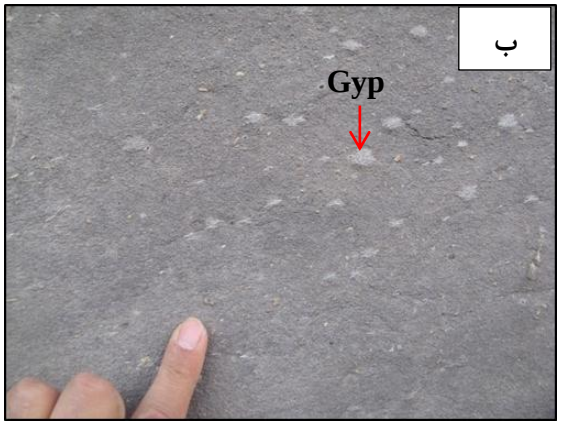
شکل۳-۱: نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده معدنی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

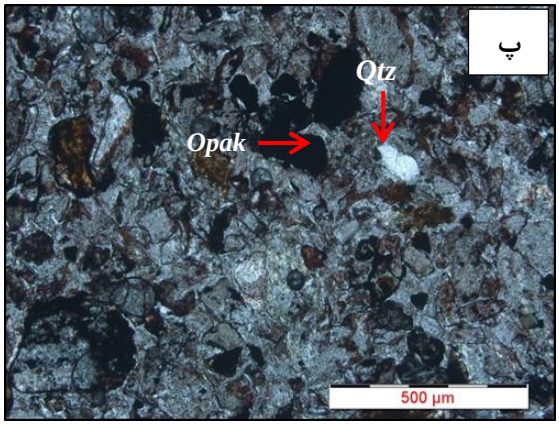


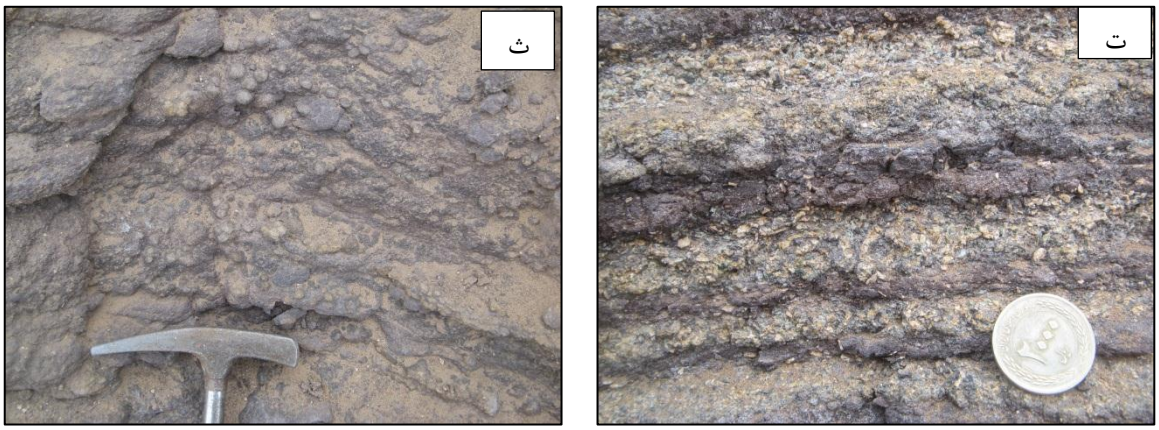
شکل۳- ۲: ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

۳-۲-۱- کریستال لیتیک توف (ET1)

قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده معدنی می‌باشد. در صحرا به دلیل آغشتگی با اکسیدهای آهن به رنگ قهوه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳ الف، ب). بر اساس مطالعات میکروسکوپی اجزای تشکیل دهنده آن شامل قطعات سنگی (از جنس آندزیت بازالت) که بیش‌ترین حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و خرده بلور شامل کوارتز و کانی‌های ثانویه شامل کلریت و سریسیت حاصل دگرسانی می‌باشند (شکل۳-۳ پ)، در شکل (۳-۳ ت وث) لاپیلی توف در واحد ET_1 نشان داده شده است.



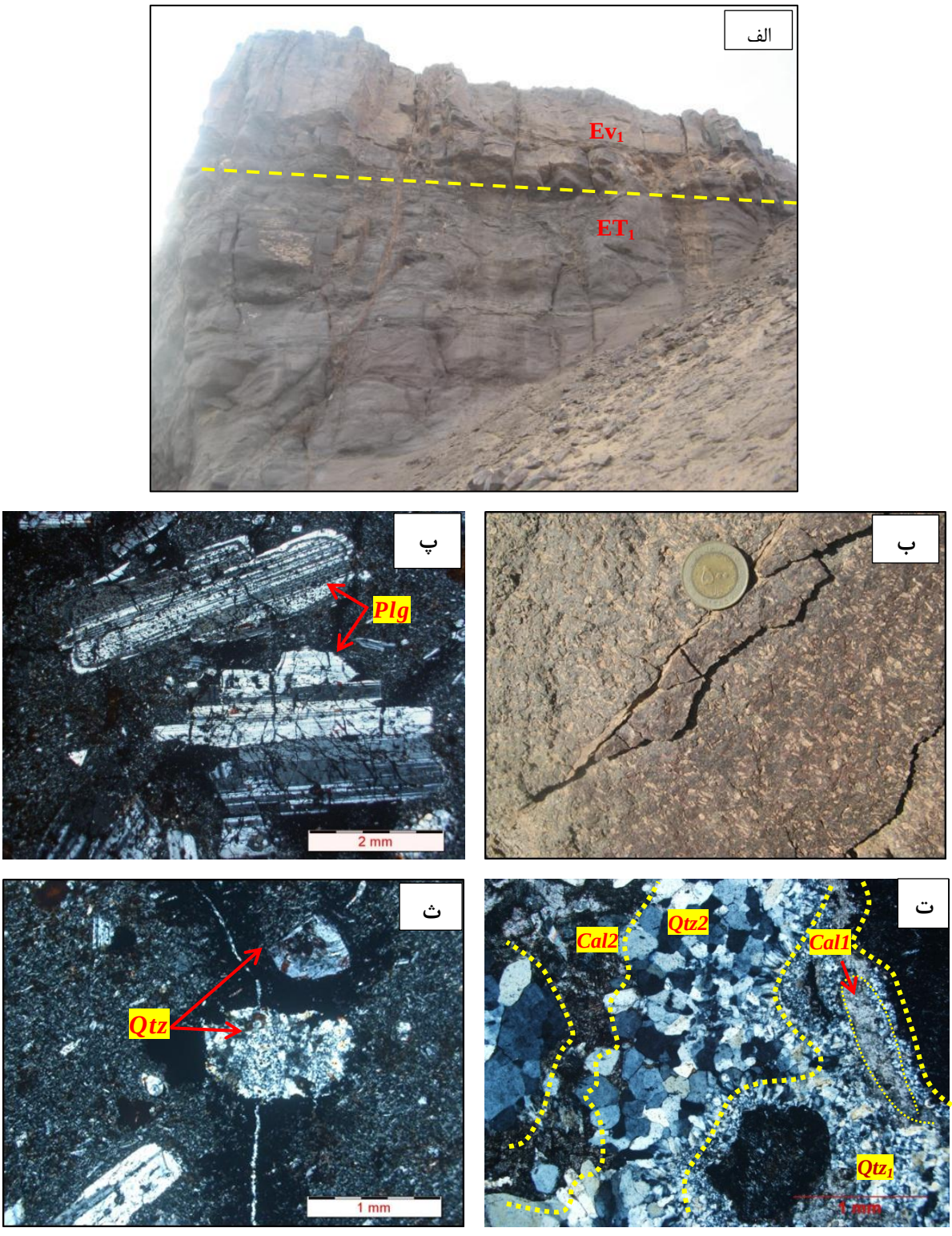




شکل۳-۳: الف) نمایی از واحد کریستال لیتیک توف (ET1) ، ب) نمایی نزدیک‌تر از واحد کریستال لیتیک توف، پ) تصویر میکروسکوپی از کریستال لیتیک توف حاوی کوارتز (Qtz) و کانی اپک (Opak)، ت و ث) لاپیلی توف

۳-۲-۲- آندزیت بازالت (EV1)

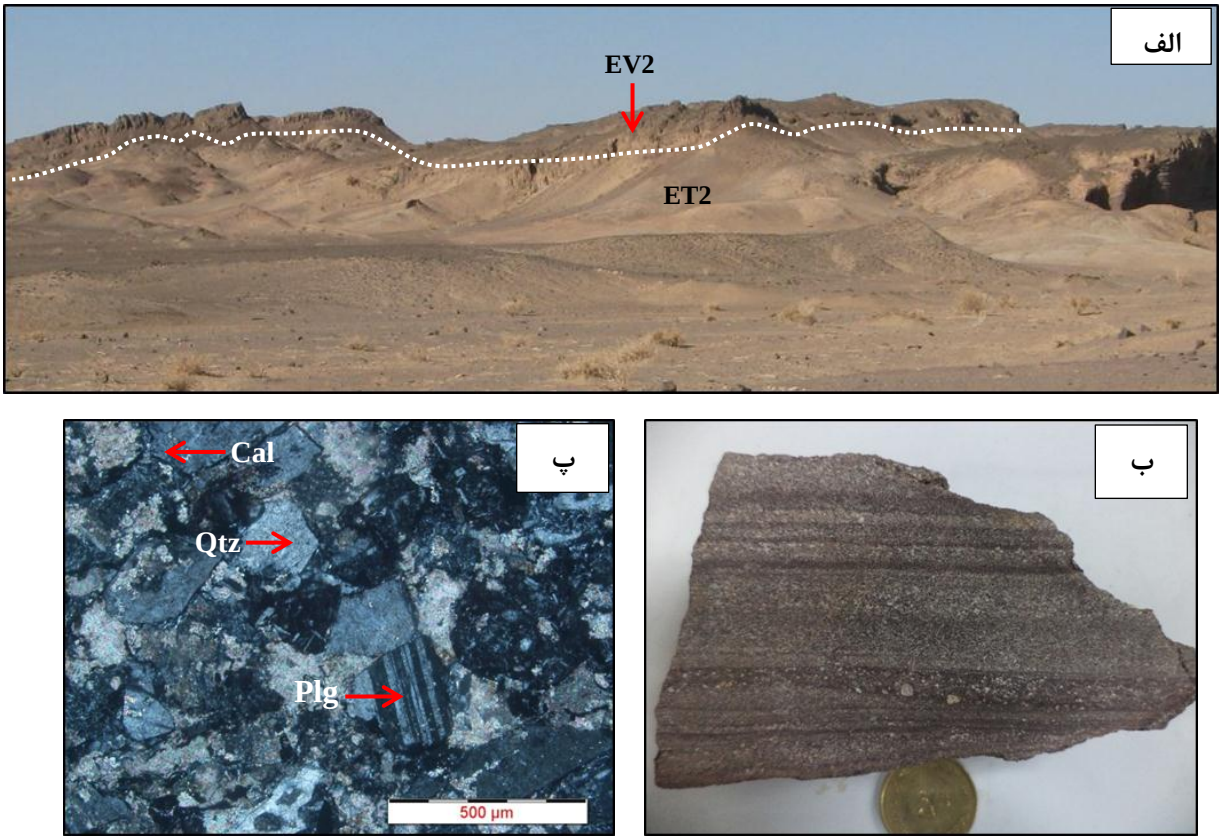
این واحد سنگی در صحرا به رنگ خاکستری و به طور موضعی به دلیل آغشتگی با اکسیدهای آهن به رنگ قرمز تا قهوه‌ای روشن مشاهده می‌شود (شکل۳-۴ الف)، و حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز است که با چشم غیر مسلح دیده می‌شود و میزبان اصلی رگه – رگچه‌های کوارتزی می‌باشد (شکل۳-۴ ب). کانی-های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل پلاژیوکلاز با بافت غربالی و خودشکل با اندازه بیش از ۲ میلی متر و الیوین می‌باشد و کانی‌های ثانویه شامل کوارتز به صورت پرکننده حفرات و رگه‌ها (شکل۳-۴ ت) و کلسیت می‌باشد کوارتز و کلسیت دارای دو نسل می‌باشد نسل اول با بلورهای ریز کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود و نسل دوم که با بلورهای درشت کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود (شکل۳-۴ پ). بافت اصلی سنگ پورفیری می‌باشد، بلورهای درشت پلاژیوکلاز در متنی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز قرار گرفته است.



شکل۳-۴: الف) نمایی از واحد آندزیت بازالت، ب) نمایی نزدیک‌تر از واحد آندزیت بازالت، پ) تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Plg)، ت) کانی‌های ثانویه در متن سنگ حاوی کواتز نسل اول (Qtz_1) و نسل دوم (Qtz_2) و کلسیت نسل اول (Cal_1) و کلسیت نسل دوم (Cal_2)، ث) کوارتز با بافت امیگدال و بافت رگچه‌ای (Qtz)

۳-۲-۳- لیتیک کریستال توف (ET2)

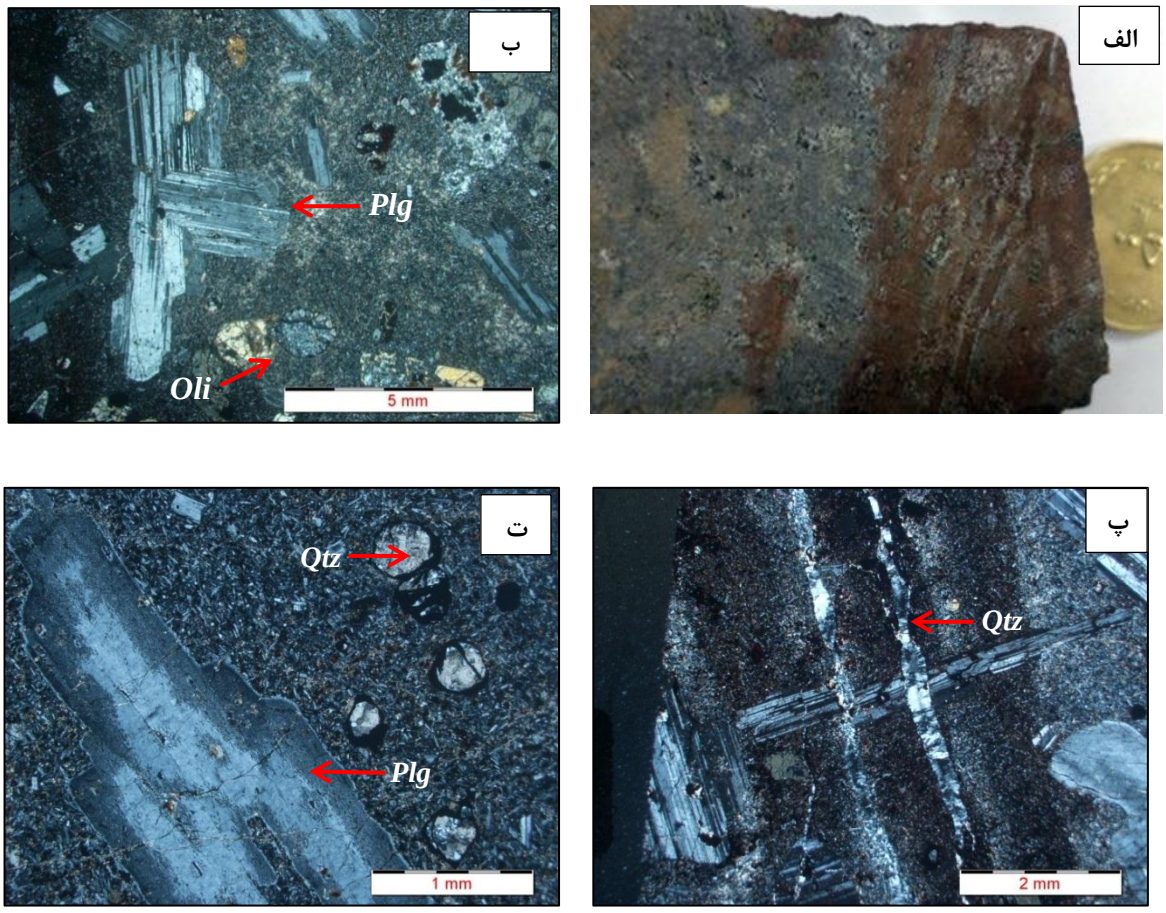
در دید صحرایی به رنگ قهوه‌ای و با ساخت نواری مشاهده می‌شود (شکل۳-۴ الف و ب). بر اساس مطالعات میکروسکوپی بیش‌ترین حجم سنگ را خرده بلور و به میزان کم‌تر قطعات سنگی تشکیل می-دهد، خورده بلورهای آن شامل کوارتز با خاموشی موجی و پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک، اندازه خورده بلورها (کوارتز، پلاژیوکلاز) در حد ۲۵۰ میکرومتر می‌باشد و کانی‌های ثانویه آن شامل کلسیت می‌باشد (شکل۳-۴ پ).



شکل۳-۵: الف) تصویر صحرایی از واحد لیتیک کریستال توف دید به سمت شمال، ب) نمونه دستی از لیتیک کریستال توف، پ) تصویر میکروسکوپی از لیتیک کریستال توف حاوی پلاژیوکلاز (Plg) و کوارتز (Qtz)

۳-۲-۴ - آندزیت بازالت (EV2)

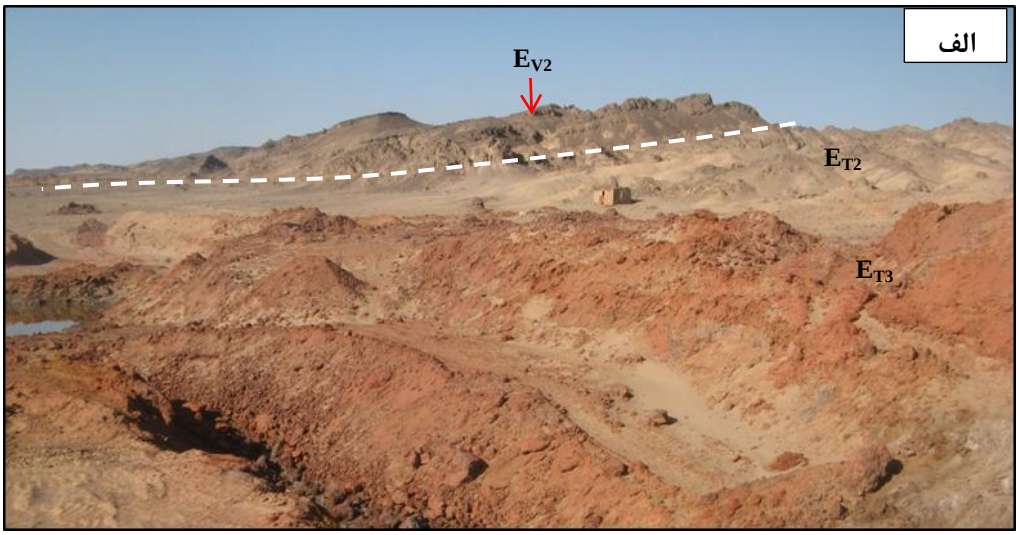
در صحرا به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود (شکل ۳-۶ الف). کانی‌های اصلی سازنده آن شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با اندازه بیش از ۵ میلی‌متر (شکل۳-۶ ب)، با بافت تداخلی و غربالی و الیوین می‌باشد و کانی‌های ثانویه شامل کوارتز با بافت امیگدال (پرکننده کانی‌های دیگر و فضاهای خالی) و رگچه‌های قطع کننده سنگ (شکل۳-۶ پ)، کلریت و کلسیت اشاره کرد. بافت شاخص سنگ بافت پورفیری است و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و حفره‌های کوارتزی در متنی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز قرار دارد (شکل۳-۶ ت).

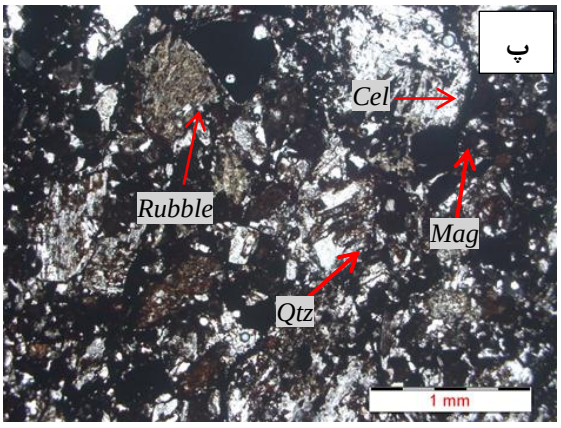


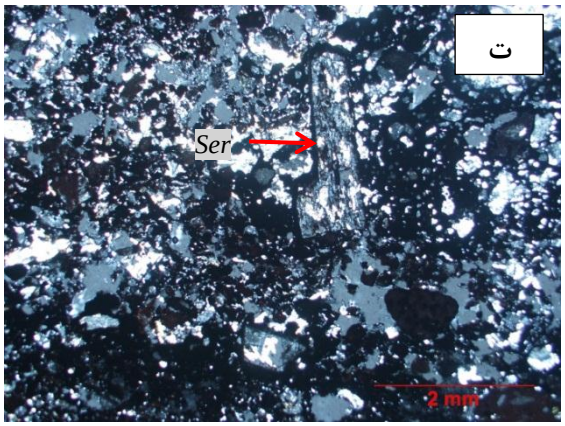
شکل ۳-۶: الف) نمونه دستی از آندزیت بازالت، ب) کانی‌های اصلی سنگ شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Plg) و الیوین (Oli)، پ) رگچه‌های کوارتزی (Qtz) قطع کننده سنگ، ت) کوارتز با بافت امیگدال (Qtz)

۳-۲-۵- کریستال لیتیک توف ET3

در دید صحرا به رنگ قهوه‌ای روشن مشاهده می‌شود، این واحد میزبان کانه‌زایی آهن - سلستیت کوه‌ریگ است (شکل۳-۷ الف و ب)، این واحد توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده است و رخنمون سطحی ندارد، و توسط حفر ترانشه رخنمون پیدا کرده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی اجزای اصلی سازنده آن شامل قطعات سنگی آتشفشانی که بیش‌ترین حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و خرده بلور (شامل کوارتز، پلاژیوکلازهای سریسیتی شده، کلریت و بلورهای خودشکل سلستیت در متن سنگ) می‌باشد (شکل۳-۷ پ وت).



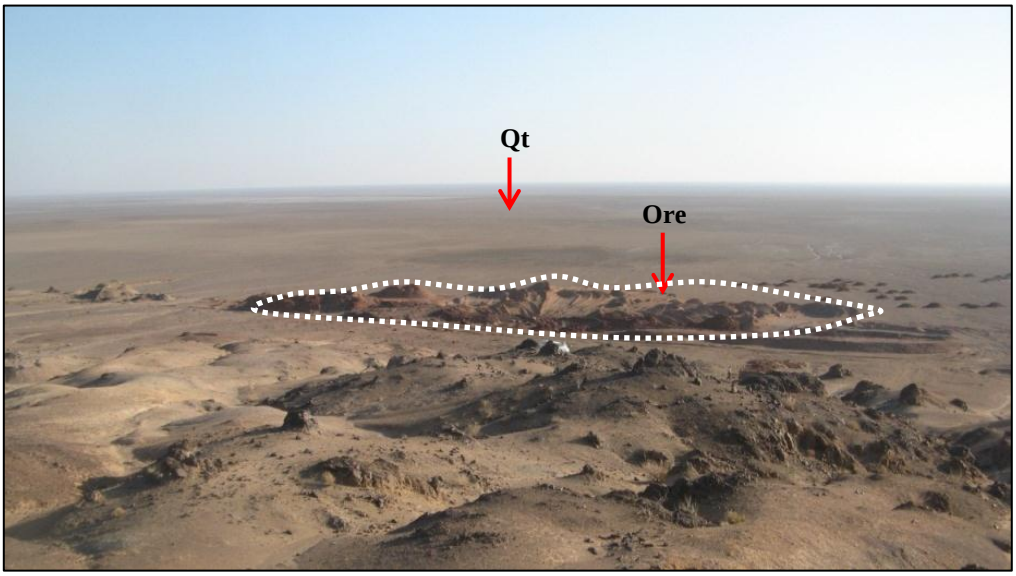




شکل۳-۷: الف) نمایی از واحد کریستال لیتیک توف (ET_3) ب) نمونه دستی از کریستال لیتیک توف با ساخت نواری پ و ت) تصویر میکروسکوپی اجزای سازنده کریستال لیتیک توف (خرده سنگ (Rubble)، کوارتز(Qtz)، سلستیت (Cls)، پلاژیوکلاز سریسیتی شده (Ser)

۳-۲-۶- کواترنری

آخرین واحد در ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی کانسار کوه‌ریگ رسوبات کواترنری می‌باشد، و از نظر ریخت‌شناسی صاف و مسطح می‌باشد.

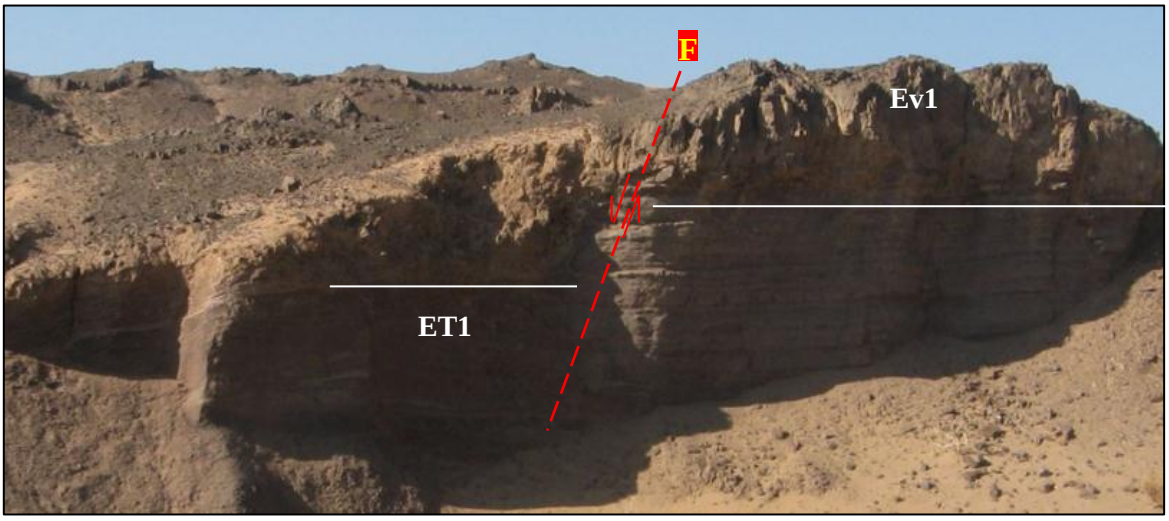


شکل ۳-۸: نمایی از واحد کواترنری واقع در کفه نمکی جنوب معدن (دید به سمت جنوب)

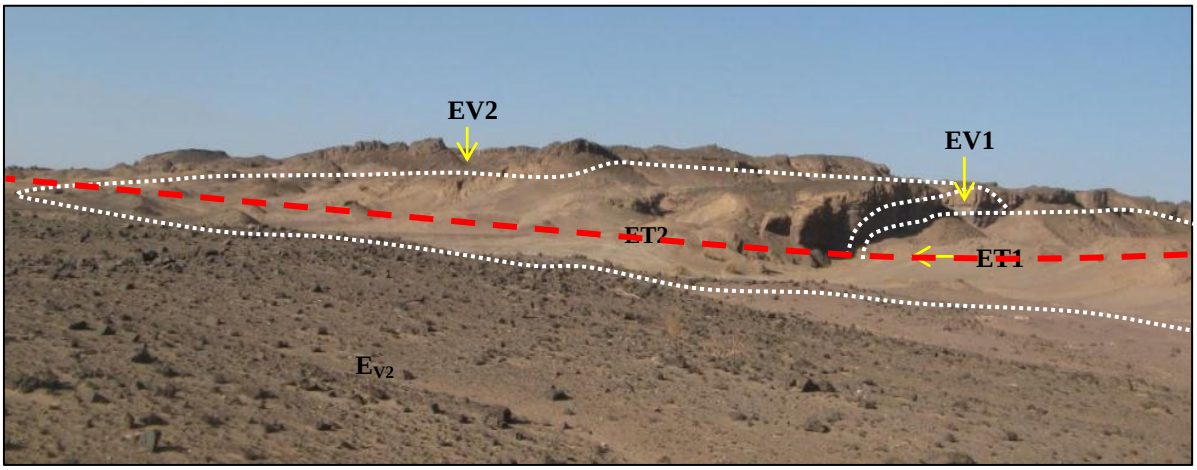
۳-۴- زمین‌شناسی ساختمانی محدوده معدنی

از عوامل ساختاری در منطقه می‌توان به گسل و چین‌خوردگی اشاره کرد. گسل‌ها و شکستگی‌ها مهم‌ترین عامل ساختاری در زمین‌شناسی منطقه هستند. مکانیسم گسلش در مراحل بعد همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود باعث ایجاد گسل‌های عادی و گسل‌های امتداد لغز با مؤلفه راستگرد شده است (شکل ۳-۱۰ و۳-۱۱). مکانیسم گسلش در منطقه باعث جابه‌جای کانسار و واحدهای سنگی محدوده معدنی شده است. تاقدیس کوه‌ریگ دارای محوری با راستای شرقی – غربی می‌باشد و در اثر چین‌خوردگی واحدهای سنگی آتشفشانی و آذرآواری تشکیل شده است.کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در یال جنوبی تاقدیس واقع شده است، شیب یال جنوبی تاقدیس زیاد می‌باشد، بصورتی که واحد ET_3 دارای شیب تقریباً ۹۰ درجه است (شکل ۳-۱۲).

شکل۳-۱۰: نمایی از گسل‌های محدوده معدنی بر روی تصویر ماهواره‌ای از محدوده مورد مطالعه (علامت) موقعیت کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ را نشان می‌دهد.



شکل۳-۱۱: نمایی از گسل‌های نرمال در منطقه (دید به سمت غرب)



شکل۳-۱۲: نمایی از تاقدیس کوه‌ریگ (خط چین قرمز محور تاقدیس را نشان می‌دهد)

فصل چهارم

کانه‌زایی و دگرسانی

۴-۱- مقدمه

محدوده معدنی کوه‌ریگ در حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران رخنمون دارد. در این منطقه به دلیل فعالیت‌های گسترده ماگمایی – آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی صورت گرفته در ائوسن و الیگوسن، کانه‌زائی‌های مختلفی از عناصر منگنز، آهن، مس، سرب و روی رخ داده است. که از آن جمله می‌توان به کانه‌زائی‌های که در جدول (۴-۱) آورده شده است، اشاره کرد.

در این فصل سعی شده است در مورد رخساره‌های کانه‌زایی و دگرسانی که در این محدوده معدنی رخنمون دارند توضیح داده شود.

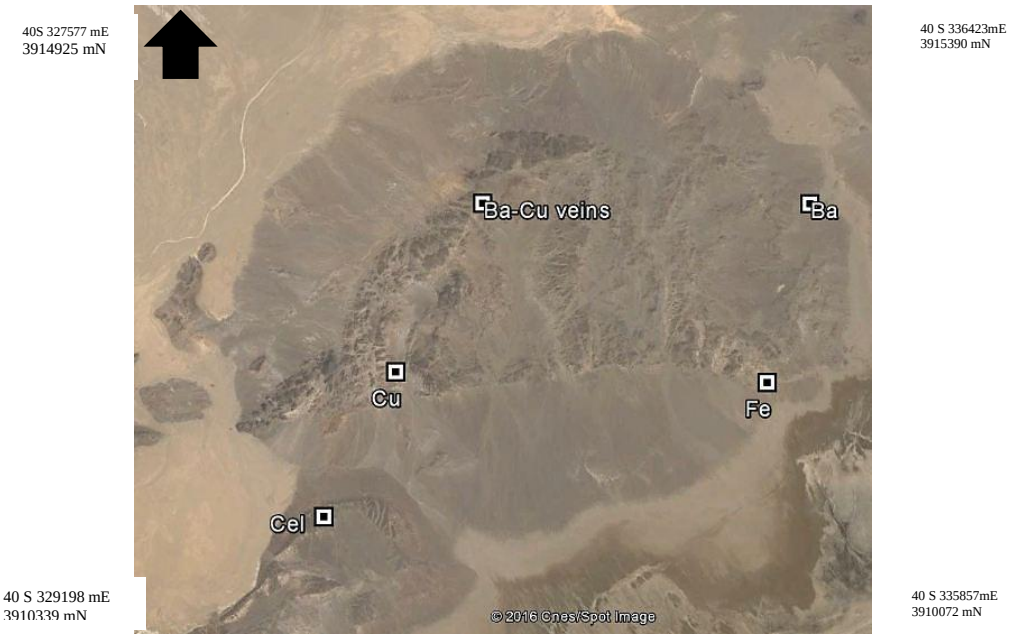
جدول۴-۱: کانسارهای مطالعه شده در منطقه جنوب ترود استان سمنان

نوع کانی‌سازی	نویسندگان
طلا (مس) رگه‌ای (باغو)	راستاد، ۱۳۷۹
طلای اپی‌ترمال – فلزات پایه(گندی)	محمود فرد و همکاران، ۱۳۸۵
مس و سرب و روی رگه‌ای (چاه‌موسی)	امام جمعه و همکاران، ۱۳۸۷
سرب و نقره(روی) (خانجار)	بهروز مهری، ۱۳۸۷
مس کلریدی علی نرخه (ترود)	شاهوردی و همکاران، ۱۳۸۹
کانسار پلی متال چشمه حافظ	بهزاد مهرابی، ۱۳۸۹
آهن – اسکارن	تاتاری و همکاران، ۱۳۹۱
منگنز آتشفشانی – رسوبی (ربیعی)	باقرزاده و همکاران، ۱۳۹۳
مس – سلستیت رسوبی (بند قیچی)	صالحی نسب و همکاران، ۱۳۹۴

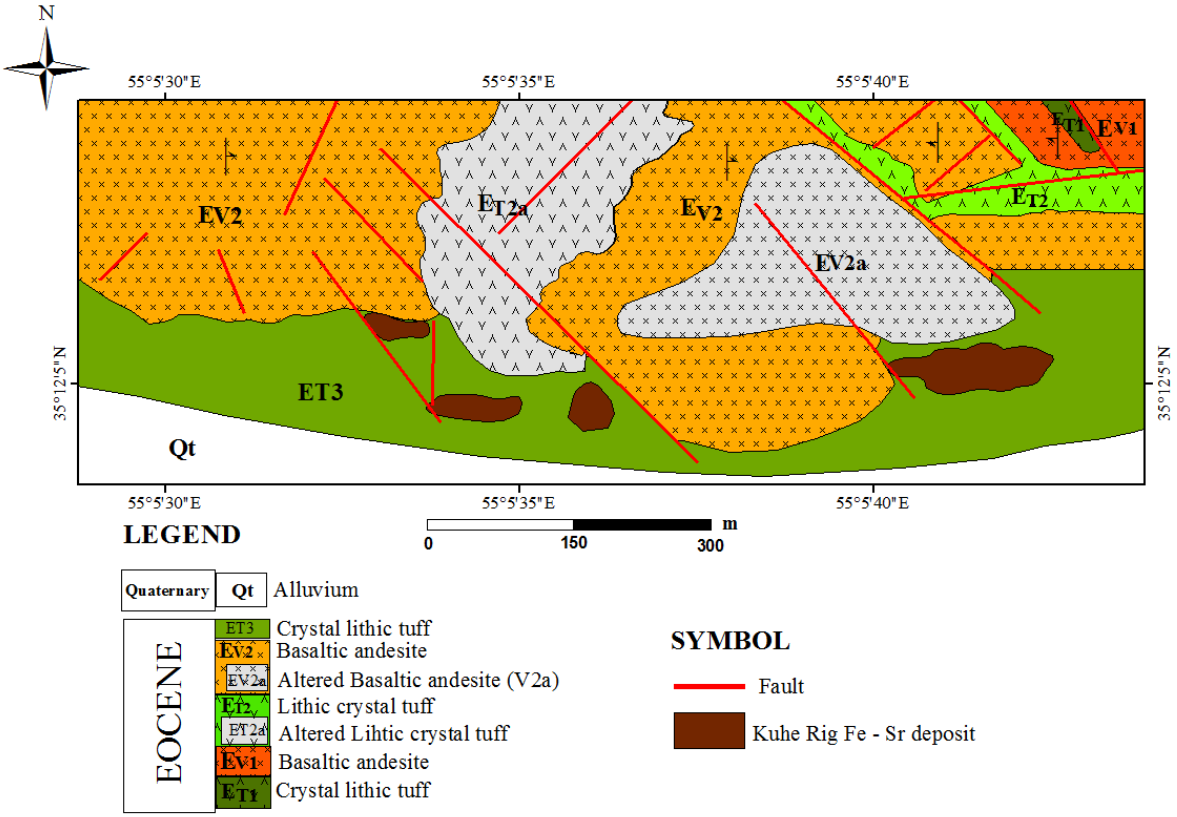
۴-۲- رخداد کانه‌زایی آهن – سلستیت در محدوده مورد مطالعه

کانه‌زایی در منطقه کوه‌ریگ شامل کانسارهای باریت رگه‌ای، سلستیت، منگنز، آهن و مس است (شکل۴-۱)، کانسار مورد مطالعه در یال جنوبی تاقدیس واقع شده است. میزبان کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

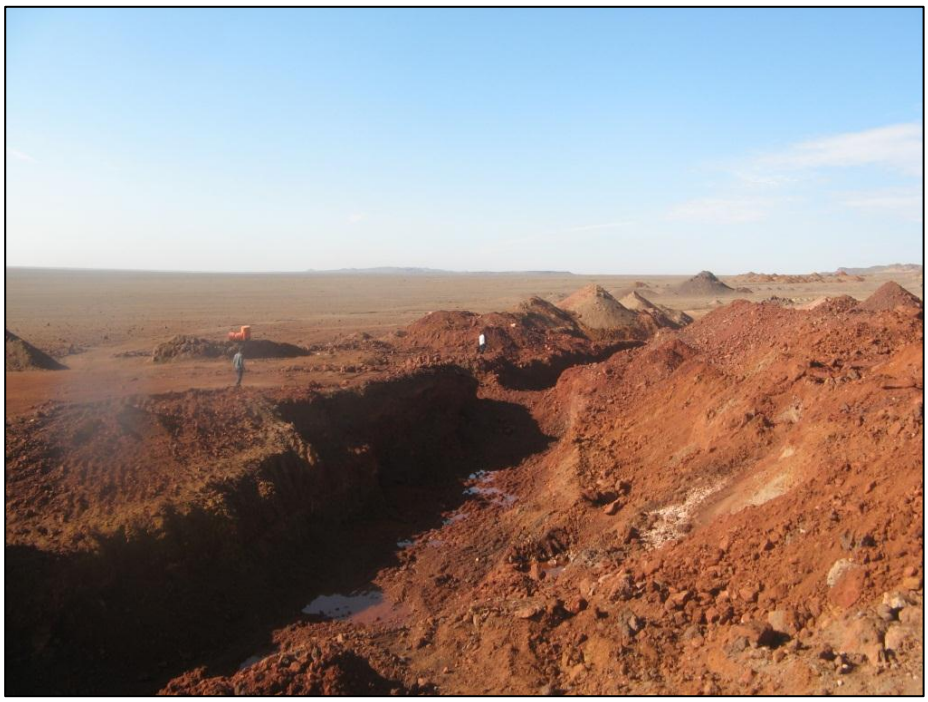
توالی آتشفشانی – رسوبی ائوسن (شکل۴-۲) می‌باشد. کانه‌زائی در واحد کریستال لیتیک توف (ET3) رخداده است (شکل۴-۳). توالی چینه‌شناسی کانسار از قدیم به جدید شامل: الف) بازالت، ب) لیتیک کریستال توف (صورتی رنگ)، پ) برش توف، ت) کریستال لیتیک توف (با نوارهای معدنی)، ث)توف سبز با نودول‌های سلستیت و ج) لیتیک کریستال توف حاوی منگنز می‌باشد (شکل۴-۶).



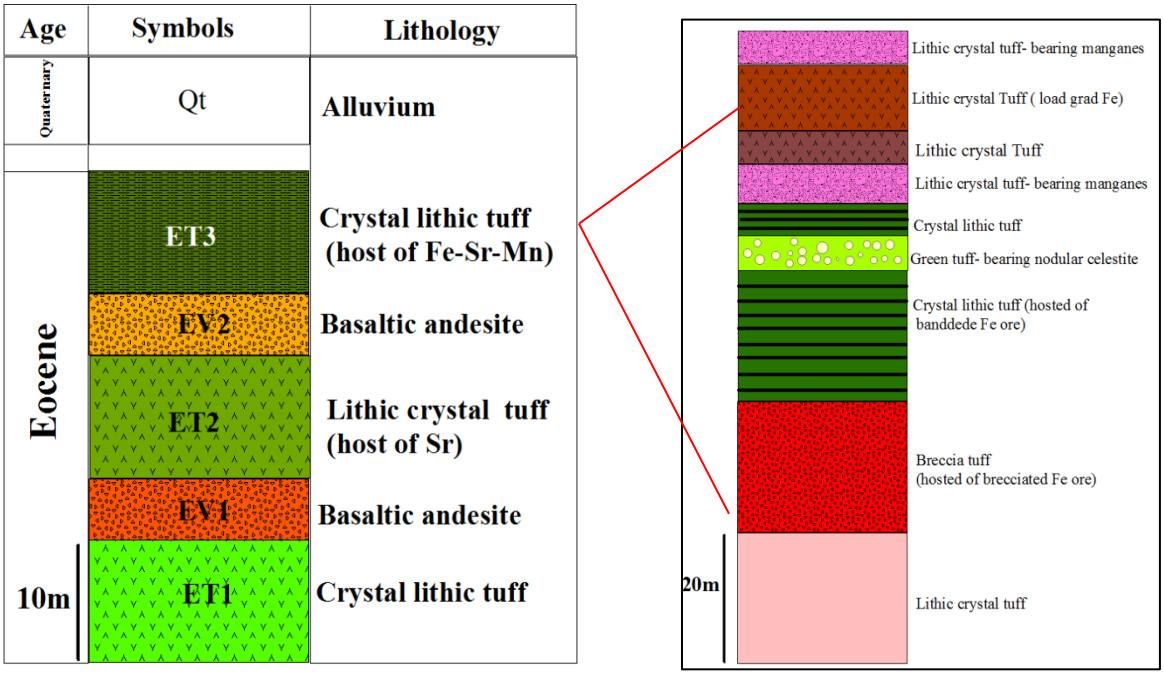
شکل ۴-۱: تصویر ماهواره‌ای از کانه‌زایی منطقه کوه‌ریگ که نشان‌دهنده کانه‌زائی متعدد آهن – سلستیت، باریت، باریت – مس و سلستیت می‌باشد.



شکل ۴-۲: نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده معدنی آهن – سلستیت کوه‌ریگ



شکل۴-۳: نمایی از کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ (دید به سمت شرق)



شکل ۴-۴: ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی از واحدهای سنگی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ و ستون چینه‌شناسی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

۴-۳- شکل هندسی ماده معدنی و رخساره‌های کانه‌دار

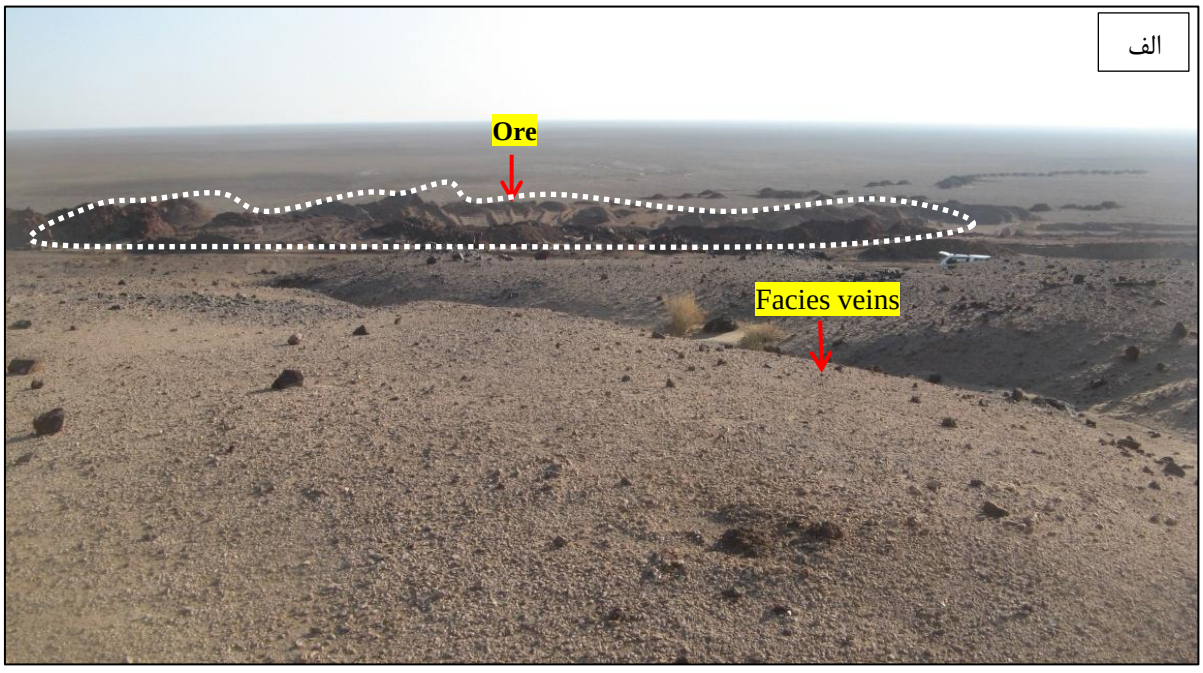
کانه‌زایی در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ به شکل هم‌روند و موازی با لایه‌بندی است و گستره‌ای به طول ۷۰۰ متر را در برمی‌گیرد.

در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ بر اساس ویژگی‌های ساخت و بافت و کانی‌شناسی از پایین به بالا شامل سه رخساره گرمابی می‌باشد (شکل۴-۵): که عبارتند از:

۱- رخساره رگه- رگچه‌ای

۲- رخساره برشی

۳- رخساره نواری (قابل ذکر است منشأ کانه‌های آهن‌دار گرمابی است و مکانیسم ته‌نشست آن رسوبی است، و منشأ گرمابی بودن آن مرسوم است).

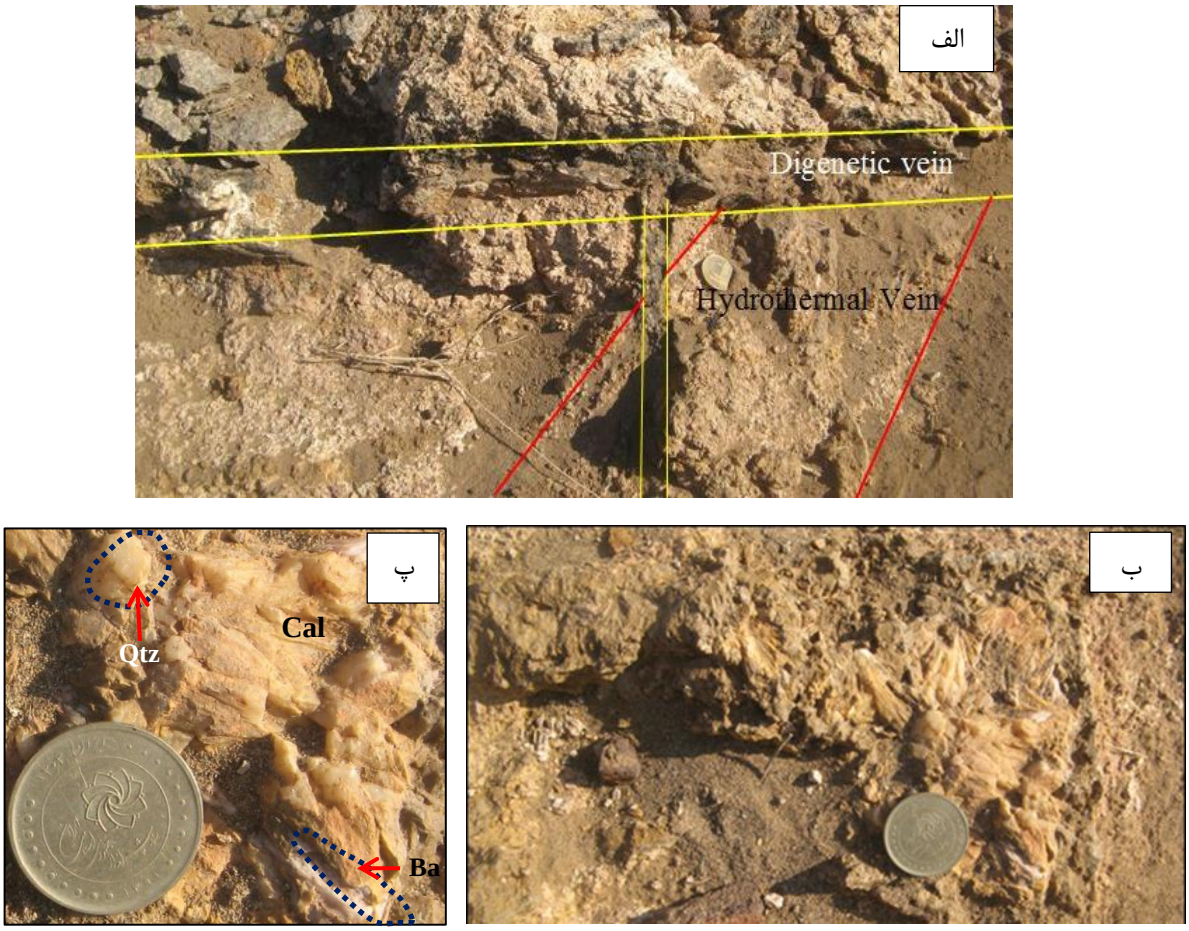


شکل۴-۵: نمایی از کانسار کوه‌ریگ و رخساره‌های کانه‌دار (دید به سمت جنوب) و ب) نمایی از رگه‌های کلسیت – باریت - کوارتز

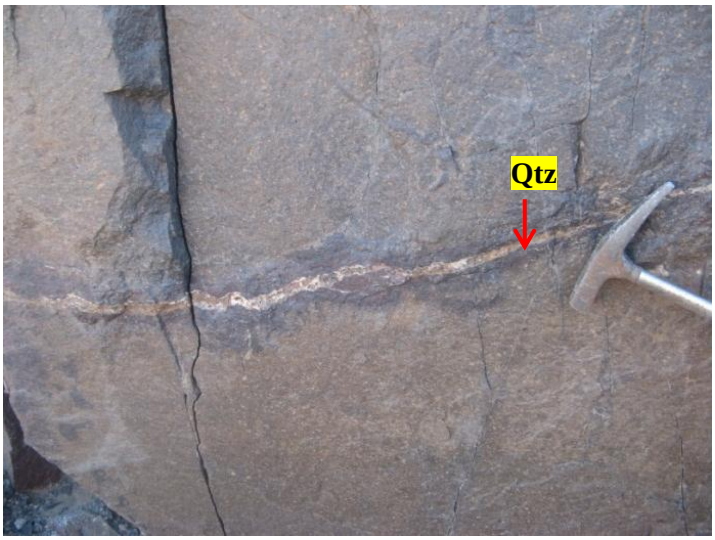
۴-۳-۱- رخساره رگه – رگچه‌ای

رخساره رگه – رگچه‌ای در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در سنگ‌های کمر پایین و آذرآواری گسترش فراوان در محدوده معدنی دارد که حاوی دو نوع رگه – رگچه می‌باشد:

- رگه – رگچه‌های کلسیت – باریت - کوارتز گسترش در کمر پایین و دقیقاً در زیر کانسار با میزبان آندزیت بازالت و همراه با دگرسانی سریسیتی می‌باشد (شکل۴-۶).
- رگه – رگچه‌های کوارتزی با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت و آذرآواری گسترش در کمر پایین در مناطق حاشیه‌ای همراه با دگرسانی کلریتی می‌باشد (شکل۴-۷)



شکل۴-۶: الف) رگه – رگچه‌های کلسیت – باریت – کوارتز که رگه‌های دیاژنتیک را قطع کرده است، ب و پ) نمایی نزدیک‌تر از رگه‌های استرینگر و حاوی کانی‌های کوارتز(Qtz)، کلسیت (Cal) و باریت (Ba)



شکل ۴-۷: رگه – رگچه‌های کوارتزی با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت

قابل ذکر است علاوه بر رگه‌های گرمابی، که با دگرسانی همراه هستند، رگه‌های دیگری هم در محدوده معدنی شناسایی شده‌اند با دگرسانی همراه نیستند که عبارتند از :

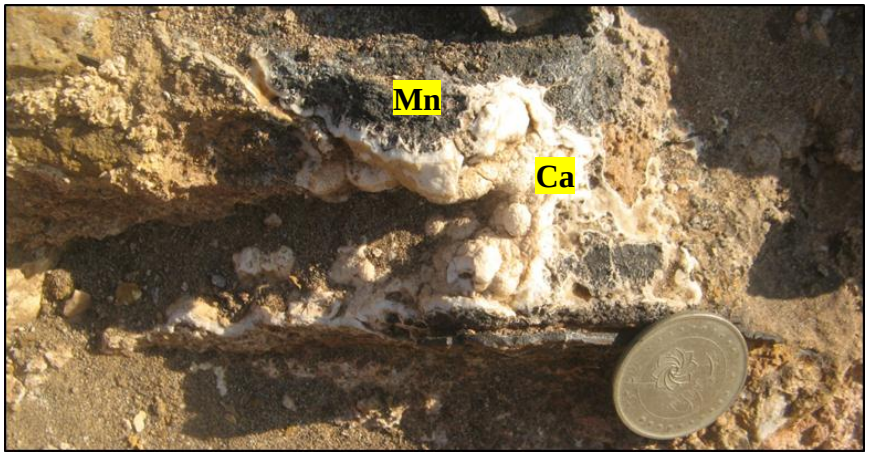
الف) رگه‌های نامنظم

- رگه – رگچه‌های کلسیت- منگنز و با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت (شکل۴-۸).
- رگه – رگچه‌های سلستیت با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت (شکل۴-۹ الف)، رگه‌های سلستیت با میزبان کریستال لیتیک توف (شکل۴-۹ ب و پ) و گسترش سلستیت در محدوده کانسار (شکل۴-۹ ت)

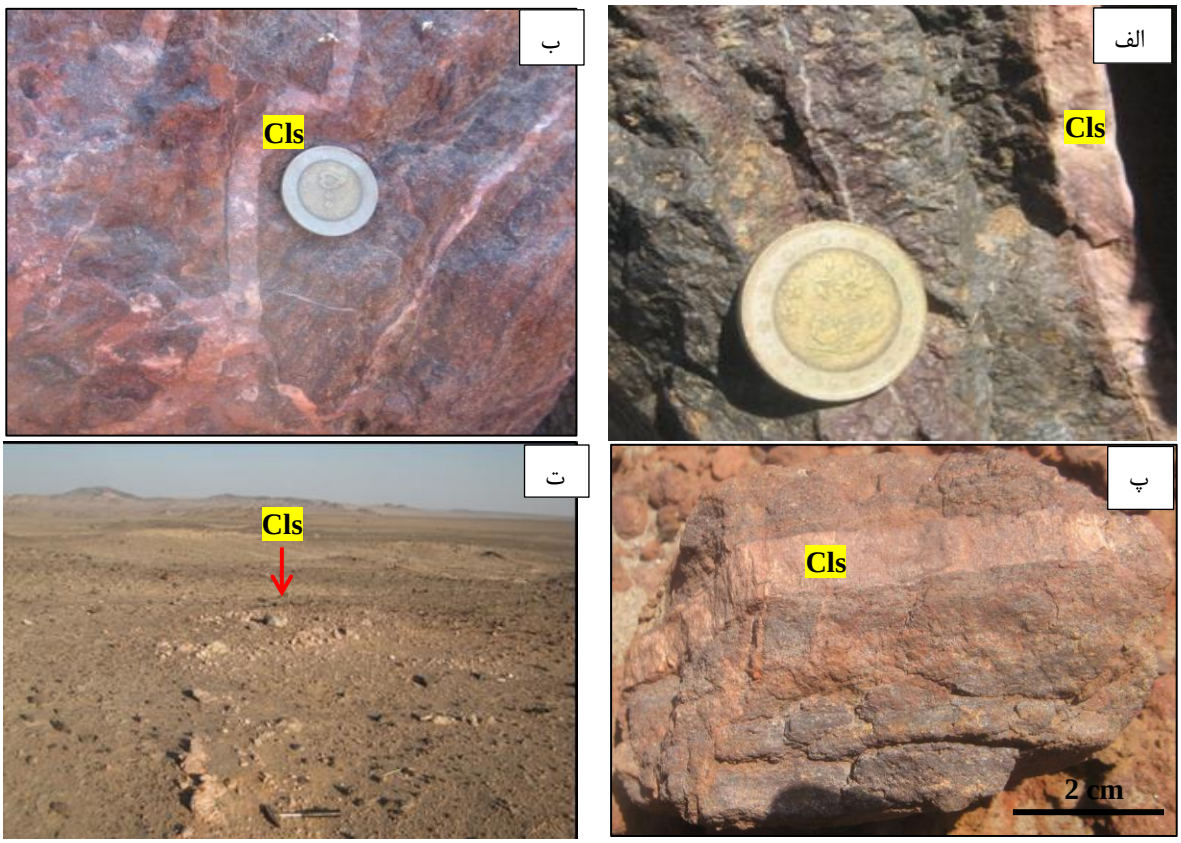
بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، ساخت و بافت اینگونه استنباط می‌شود که این رگه‌ها می‌توانند محصول فرآیندهای دیاژنتیک باشند.

ب)رگه‌های منظم

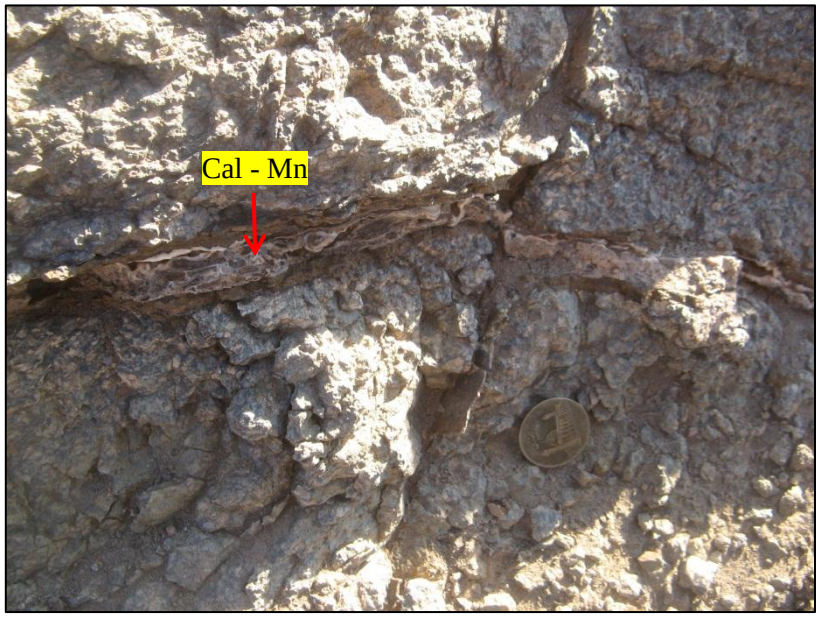
رگه کلسیت – منگنز، با توجه به اینکه این رگه‌ها نظم خاصی دارند و با روندهای تکتونیکی منطقه هماهنگ هستند و می‌تواند در اثر فرآیند دگرشکلی تشکیل شده باشند (شکل۴-۱۰).



شکل۴-۸: رگه‌ی کلسیت - منگنز با بافت کلوفرمی با میزبان آندزیت



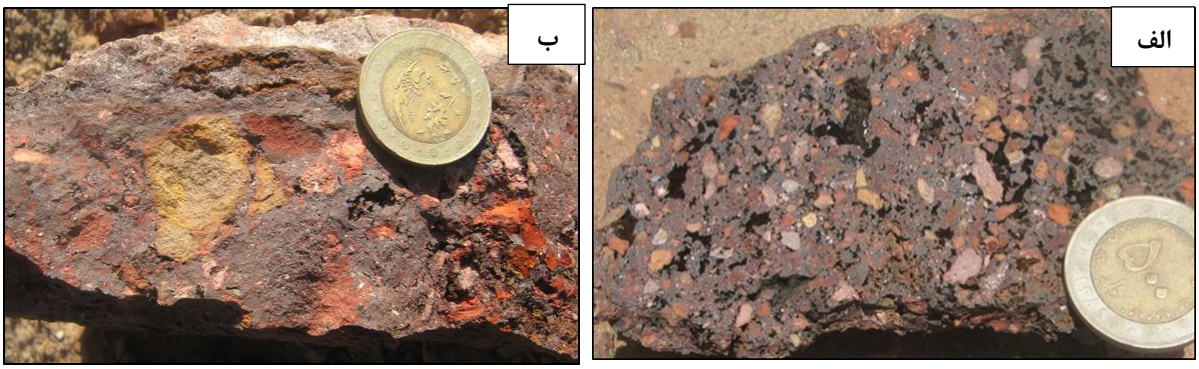
شکل۴-۹: الف) رگه‌ی سلستیت (Cls) در اطراف سنگ‌های آندزیت بازالت، ب) رگه سلستیت (Cls) قطع کننده کریستال لیتیک توف، پ) رگه سلستیت (Cls) موازی با لایه‌بندی با میزبان کریستال لیتیک توف، ت) گسترش سلستیت (Cls) در محدوده کانسار



شکل۴-۱۰: رگه‌های کلسیت - منگنز با میزبان آندزیت بازالت

۴-۳-۲- رخساره برشی

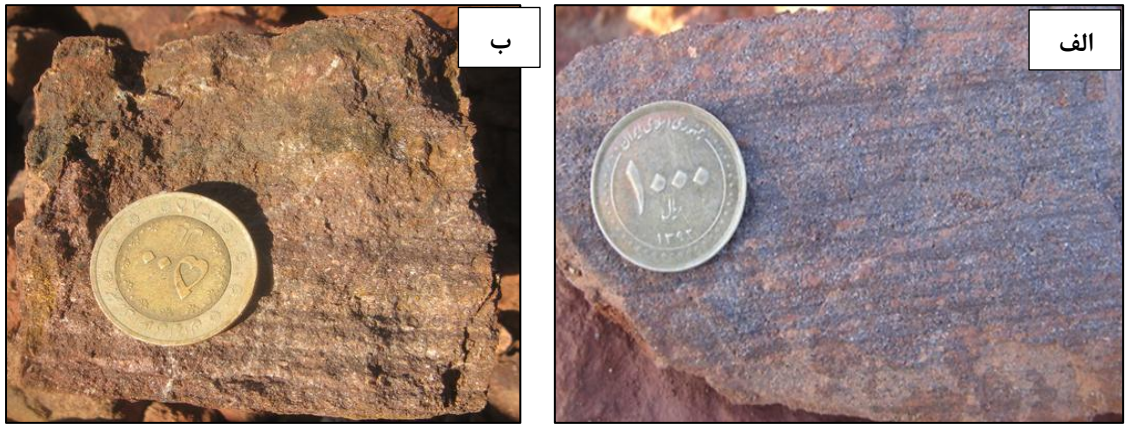
سیمای اصلی این رخساره را قطعات آتشفشانی زاویه‌دار تشکیل می‌دهند. فضای بین قطعات برشی توسط هیدروکسید و اکسیدهای آهن (گوتیت و هماتیت) پر شده است (شکل۴-۱۱).



شکل۴-۱۱ الف و ب: نمونه دستی از رخساره برشی در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

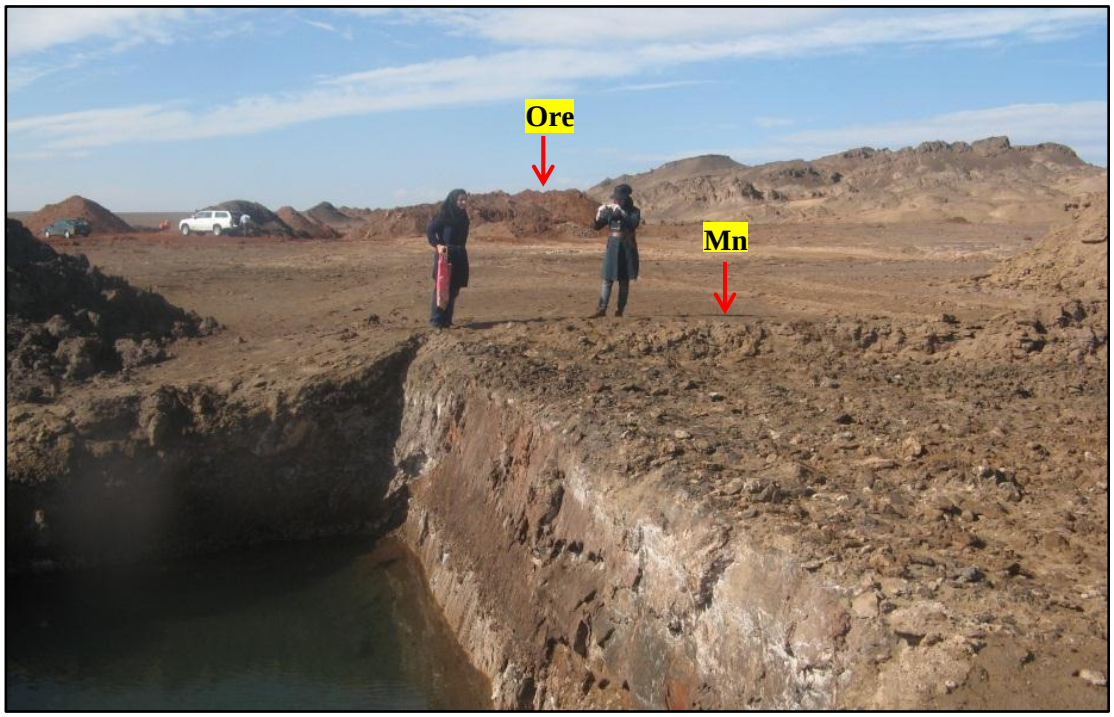
۴-۳-۳- رخساره نواری

این رخساره به صورت نوارها و لامینه‌های از کانی‌های اکسیدآهن مشاهده می‌شود. لایه‌های غنی از اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت) و فقیر از آن در کریستال لیتیک توف باعث ایجاد ساخت نواری شده است، و بافت دانه‌پراکنده اکسیدهای آهن نشان‌دهنده همزمانی تشکیل لایه‌ها با رسوبگذاری است. رخساره نواری در کانسار مورد مطالعه وسعت زیادی دارد و کانه اصلی آن مگنتیت می‌باشد. ضخامت لامینه‌ها متغیر بوده و از میلی‌متر تا سانتی‌متر تغییر می‌نماید. (شکل۴-۱۲ الف و ب).



شکل۴-۱۲ الف و ب: نمونه دستی از کریستال لیتیک توف حاوی نوارهای غنی از آهن (تیره‌رنگ) با ساخت نواری

قابل ذکر است که منگنز در فاصله‌ای دورتر از آهن بصورت اکسید و هیدروکسید ته‌نشست شده است (شکل۴-۱۳).



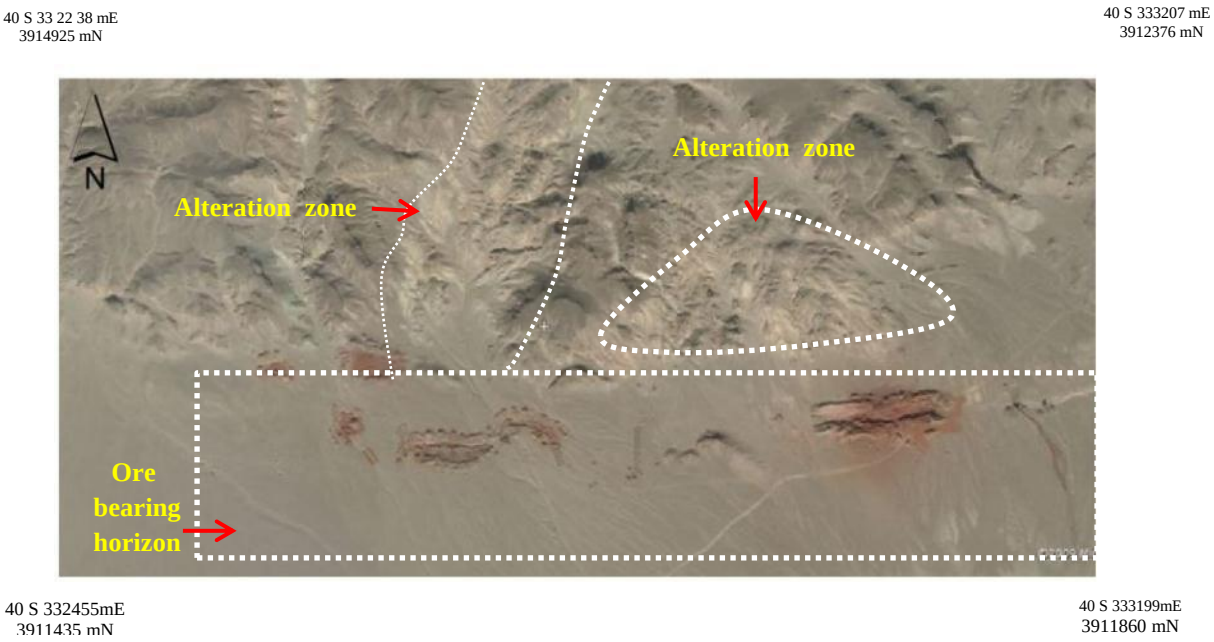
شکل۴-۱۳: نمایی از کانه‌زایی منگنز در امتداد کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ

۴-۴- دگرسانی

به کلیه‌ی تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی که تحت تأثیر آب‌های ماگمایی و گرمابی در سنگ‌های ایجاد می‌شود دگرسانی می‌گویند. عوامل کنترل کننده‌ی نوع تغییرات شیمیایی، کانی‌شناسی و شدت دگرسانی عبارتند از: ترکیب شیمیایی محلول گرمابی یا ماگمایی، دما، عمق، شرایط $Log\ fO_2$، $Log\ fS_2$، pH و Eh محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ دگرسانی (کریم‌پور، ۱۳۸۶).

با توجه به اهمیت شناخت دگرسانی‌های همراه با کانی‌زایی، در این بخش به بررسی دگرسانی‌های همراه با کانه‌زایی آهن - سلستیت کوه‌ریگ پرداخته شده است. تصویر ماهواره‌ای از دگرسانی محدوده کانسار در (شکل ۴-۱۴) آورده شده است. با توجه به رویداد کانه‌زایی در محیط زیردریایی، دگرسانی سریسیتی در مرکز کانسار گسترش دارد و در اطراف دگرسانی کلریتی گسترش دارد.

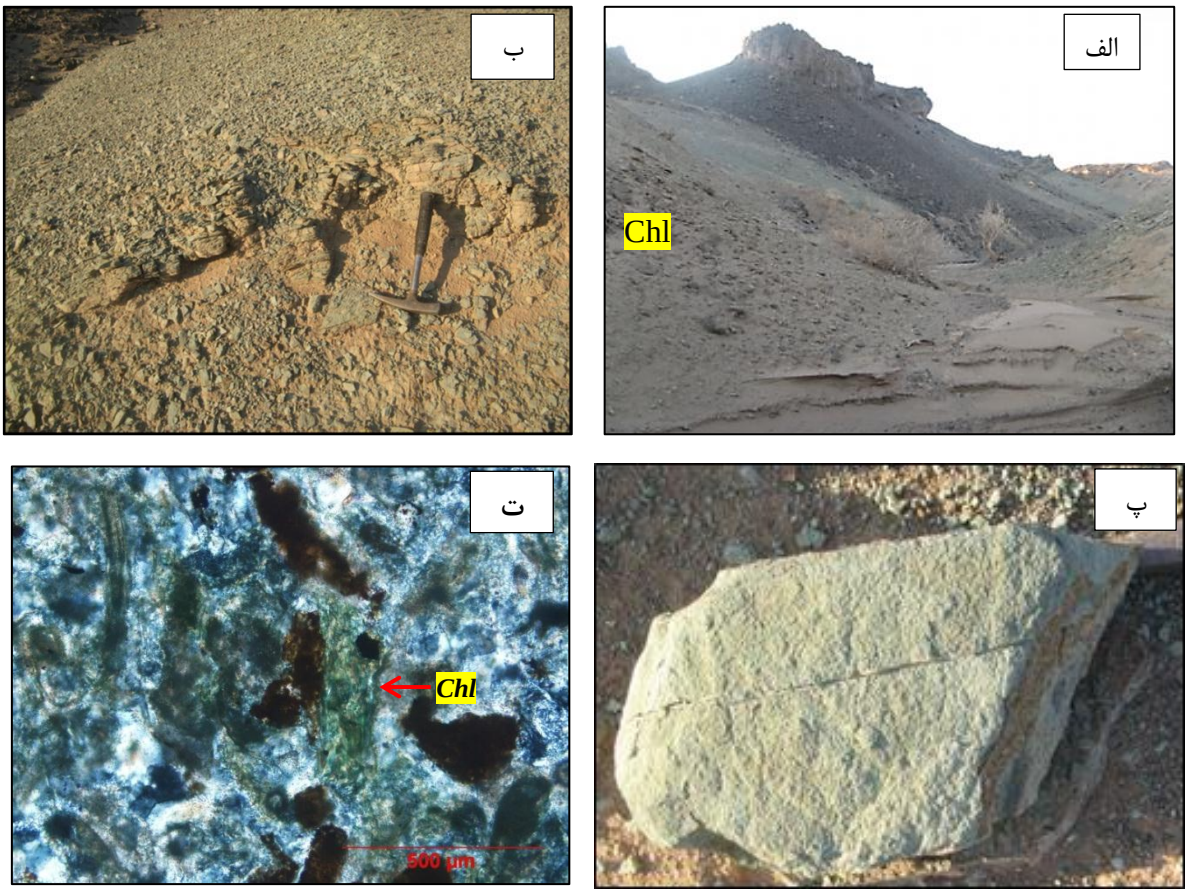
اطلاعات این مبحث مربوط به بازدیدهای صحرایی، مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک – صیقلی، نازک و پراش اشعه ایکس (XRD) می‌باشد.



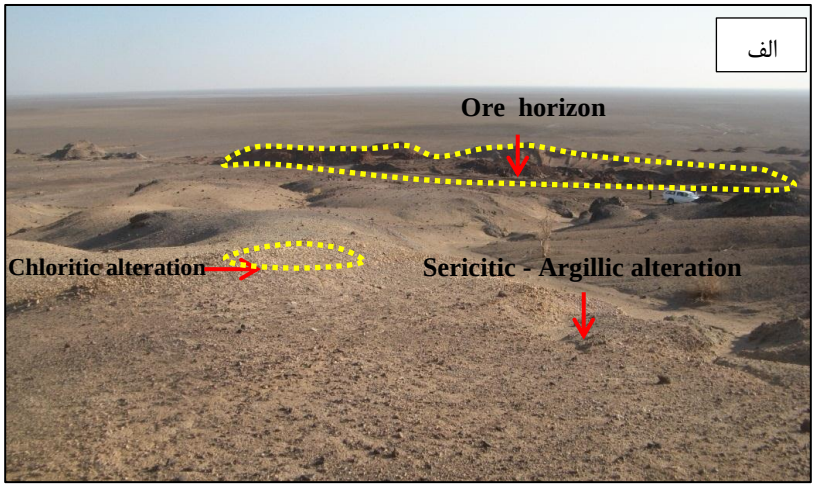
شکل ۴-۱۴: تصویر ماهواره‌ای از دگرسانی محدوده کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

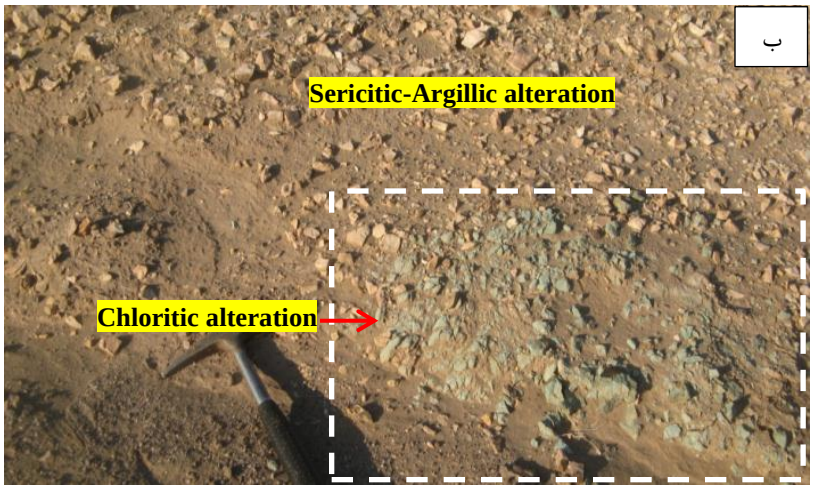
۴-۴-۱- دگرسانی کلریتی

دگرسانی کلریتی در محدوده کانسار گسترش فراوانی دارد. و سنگ‌های محدوده معدنی و به شدت سنگ-های لیتیک کریستال توف (ET_2) تحت تأثیر قرار داده است و به رنگ سبز در صحرا مشاهده می‌شود (شکل۴-۱۵ الف، ب). بر اساس مشاهدات صحرایی دگرسانی کلریتی در بین دگرسانی سریسیتی – آرژیلیکی نیز مشاهده شده است (شکل۴-۱۶ الف و ب). محلول‌های ماگمایی یا گرمابی غنی از Mg، Fe و Al در سنگ‌های آذرین در دمای مناسب موجب تشکیل کلریت می‌شوند (کریم‌پور، ۱۳۸۶). بر اساس داده‌های پراش اشعه ایکس کانی کلریت، از نوع کلینوکلریت می‌باشد (شکل۴-۱۷).

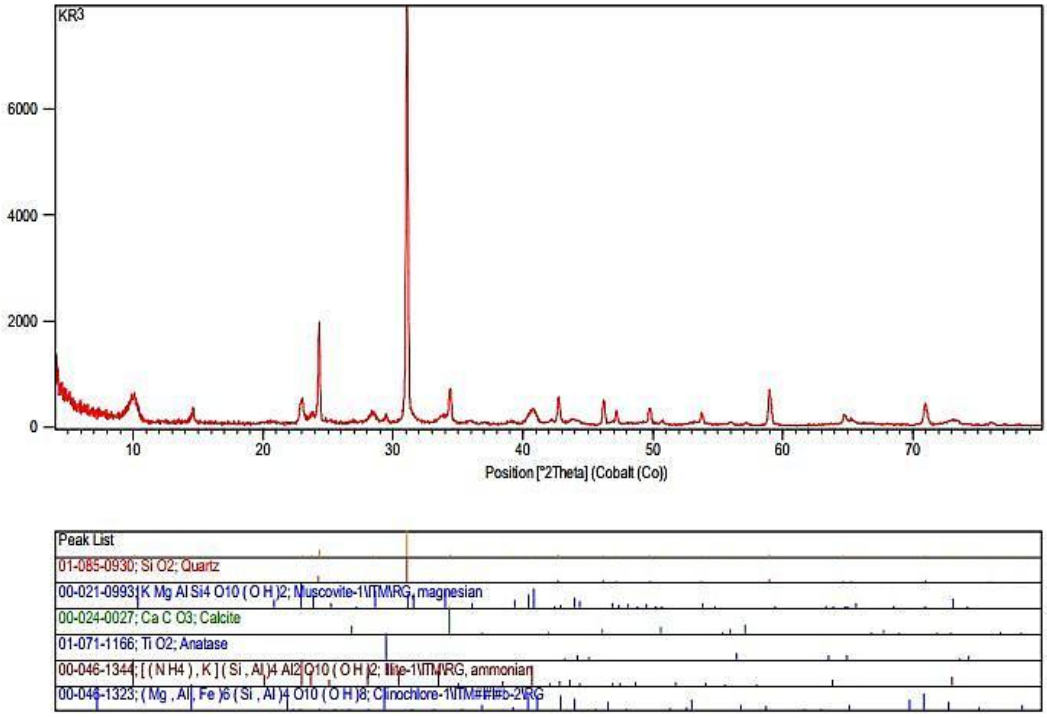


شکل۴-۱۵: الف) نمایی کلی از دگرسانی کلریتی (Chl) (دید به سمت شمال)، ب) نمایی نزدیک از دگرسانی کلریتی با میزبان لیتیک کریستال توف، پ) نمونه دستی از لیتیک کریستال توف، ت) تصویر میکروسکوپی از کلریت (Chl) در لیتیک کریستال توف





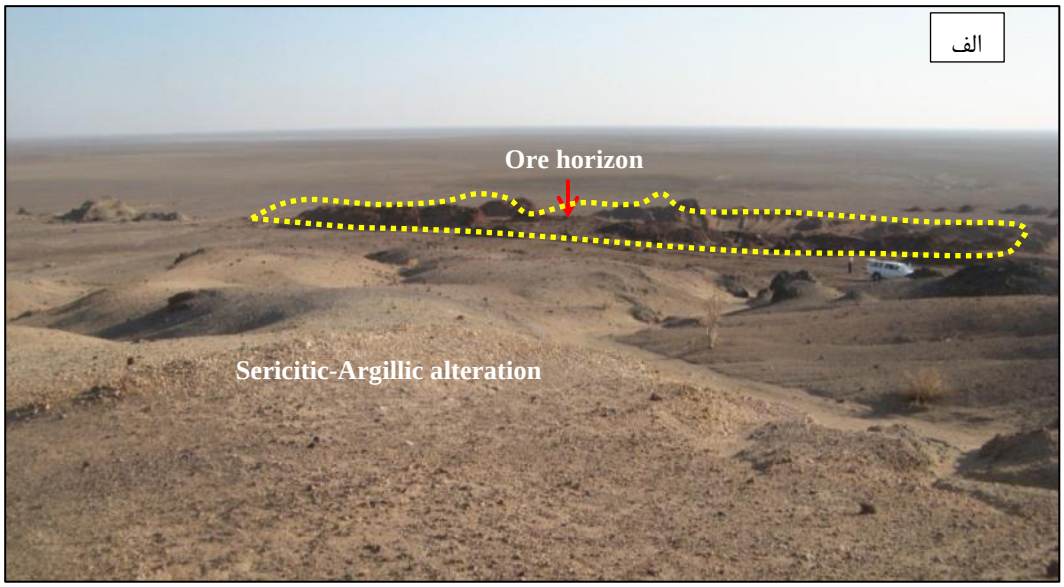
شکل ۴-۱۶: الف) تصویر صحرایی از دگرسانی کلریتی در میان دگرسانی سریسیت (دید به سمت جنوب)، ب) نمایی نزدیک از دگرسانی کلریتی در میان دگرسانی سریسیت

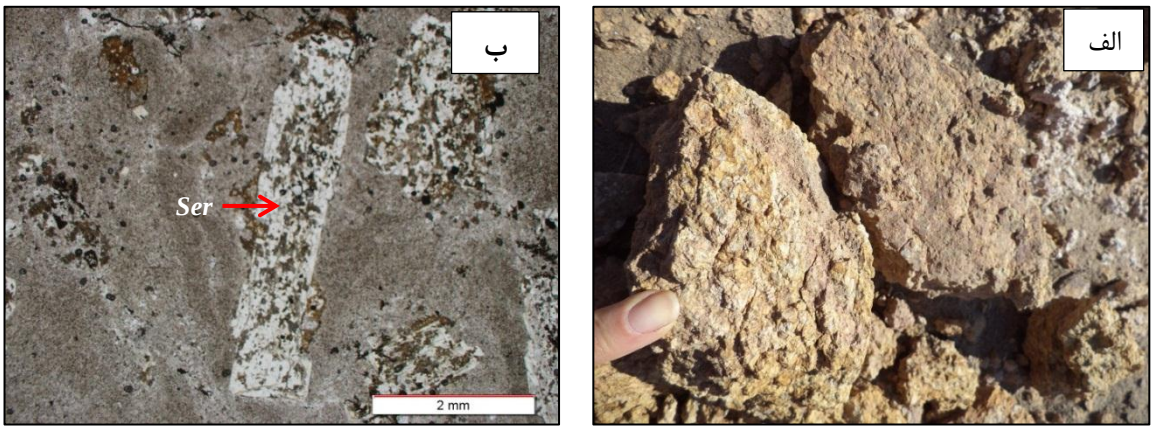


شکل ۴-۱۷: نمودار پراش اشعه ایکس (XRD) نشان‌دهنده حضور کانی‌های کوارتز، مسکویت، کلسیت، آناتاز، ایلیت و کلینوکلریت می‌باشد.

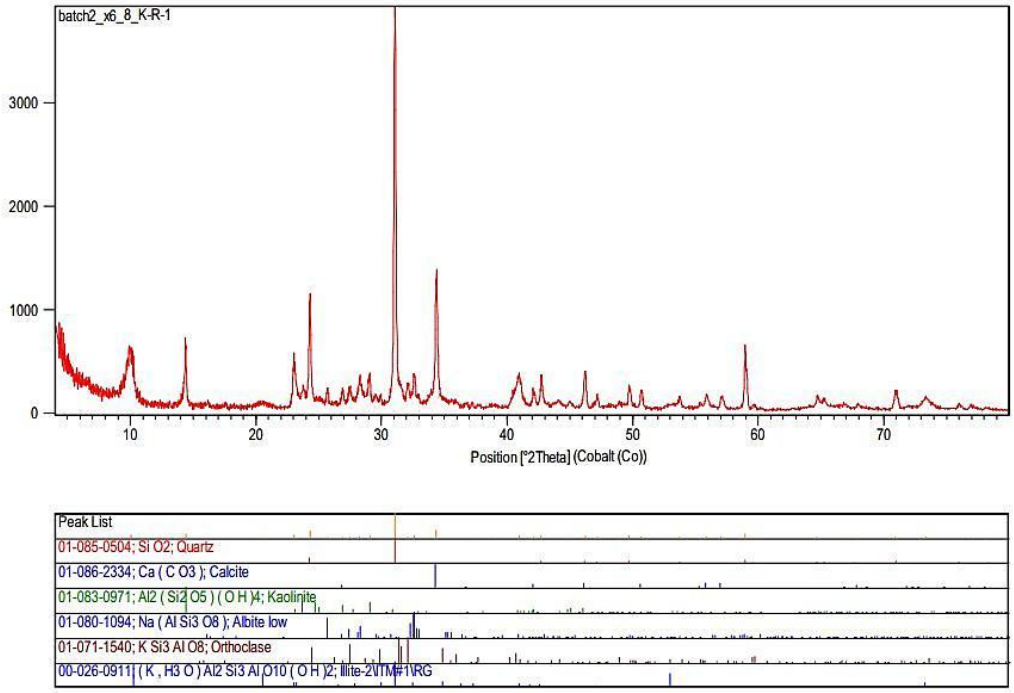
۴-۴-۲- دگرسانی سریسیتی - آرژیلیک

دگرسانی سریسیتی – آرژیلیکی در مرکز گسترش دارد (شکل۴-۱۸). دگرسانی سریسیتی محصول برخورد سیالات گرمابی بر سنگ‌های غنی از کانی‌های سیلیکاته و آلومینیم‌دار می‌باشد که با انحلال کامل و خارج شدن کاتیون‌های Na, Ca, Mg و باقی‌ماندن کاتیون K در سیستم تشکیل می‌شود. در طی فرآیند سریسیتی شدن فلدسپات‌های اولیه و پلاژیوکلاز در سنگ به کانی سریسیت تبدیل می‌شود. دگرسانی آرژیلیکی سیلیکات آلومینیم‌دار در محیط اسیدی هیدرولیز شده و کانی‌های رسی از جمله کائولینیت را تشکیل می‌دهد (Cox et al, 1979). دگرسانی آرژیلیکی در شرایط اسیدی و با حضور آب فراوان در محیط تشکیل می‌شود(Titley and Bean, 1981) . رخداد دگرسانی آرژیلیکی بصورت ثانویه و در اثر فرآیند هوازدگی و سوپرژن بوده است، کانی‌های دگرسانی سریسیت – آرژیلیکی بر اساس داده‌های پراش اشعه ایکس شامل مسکویت، کائولینیت و ایلیت می‌باشد (شکل ۴-۱۹، ۴-۲۰).

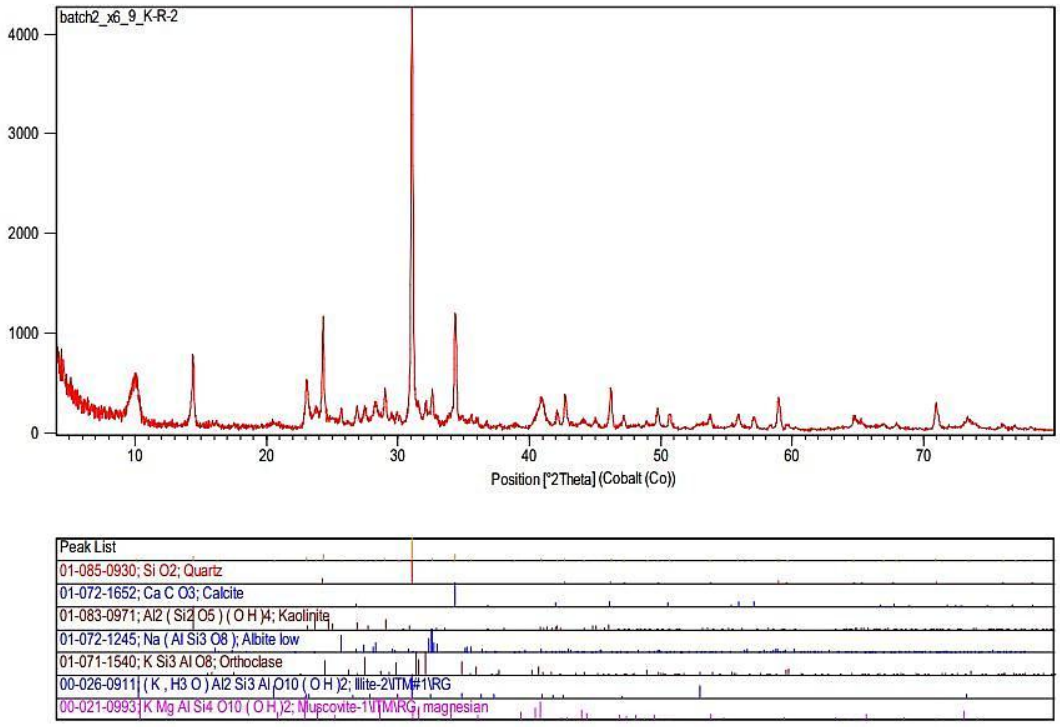




شکل۴-۱۸: نمایی از دگرسانی سریسیتی – آرژیلیکی در کمر پایین افق معدنی کانسار کوه‌ریگ (دید به سمت جنوب)



شکل ۴-۱۹: نمودار پراش اشعه ایکس نشان‌دهنده حضور کانی‌های کوارتز، کلسیت، کائولینیت، آلبیت، ارتوکلاز و ایلیت می‌باشد.

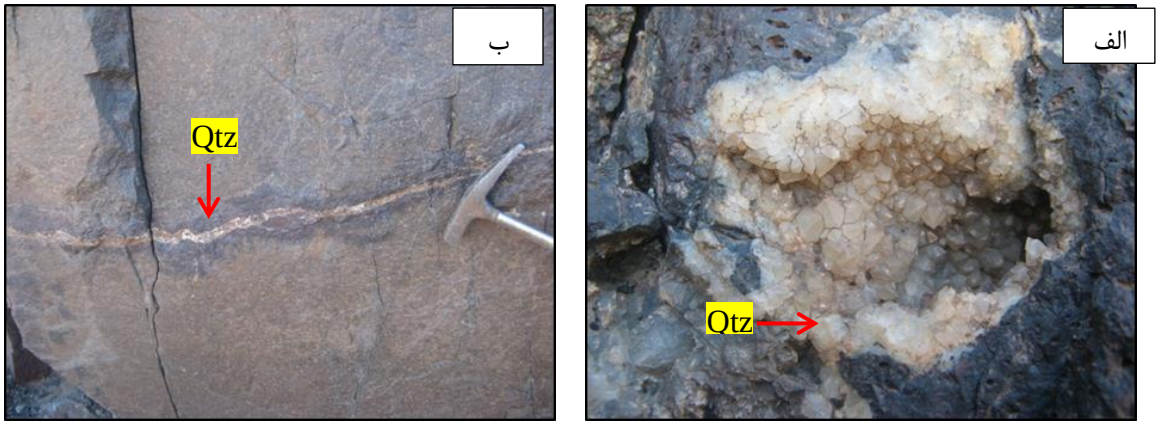


شکل ۴-۲۱: نمودار پراش اشعه ایکس نشان‌دهنده حضور کانی‌های کوارتز، کلسیت، کائولینیت، آلبیت، ارتوکلاز، ایلیت و مسکویت می‌باشد.

۴-۴-۳- دگرسانی سیلیسی

دگرسانی سیلیسی، نتیجه افزایش در نسبت کوارتز یا سیلیس میکروکریستال در سنگ‌های دگرسان شده است (Evans,1993). قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد و در فشار و درجه حرارت پایین به راحتی نهشته می‌شوند (Pirajno,1992). سیلیسی شدن سنگ‌ها به روش‌های مختلفی رخ می‌دهد. از جمله: الف) به علت انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ‌های دیواره مقدار سیلیس افزایش یافته است و ب) از طریق دیگر منابع، مانند افزوده شدن محلول‌های ماگمایی و گرمابی به سنگ. همچنین در مواردی، به علت تبدیل کانی‌ها در طی دگرسانی، سیلیس حاصل می‌شود که این سیلیس به وجود آمده، در مجموعه پاراژنتیکی دگرسانی وارد می‌گردد. سیلیسی شدن در سنگ‌های

آندزیت بازالت گسترش دارد. سیلیسی شدن به شکل ژئود و رگه – رگچه‌ای در صحرا قابل مشاهده است (شکل۴-۲۲ الف، ب).



شکل۴-۲۲: الف) بلورهای درشت کوارتز در صحرا، ب) رگه – رگچه‌های کوارتزی، پ) نمونه دستی از رگچه‌های کوارتزی با میزبان آندزیت بازالت، ت) تصویر میکروسکوپی کوارتز و رگچه‌های قطع کننده کوارتز

فصل پنجم

ساخت، کانی‌شناسی، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها

۵-۱- مقدمه

هر بافت و ساختی تحت شرایط خاصی تشکیل می‌شود. هر کانی یا مجموعه‌ای از کانی‌ها بیانگر شرایط فیزیکوشیمیایی خاصی می‌باشد. لذا مطالعه بافت، ساخت و پاراژنز می‌تواند مطالب بسیاری را در مورد ژنز و شرایط تشکیل یک سنگ و یا توده‌ای معدنی ارائه نماید. بر این اساس، بررسی و مطالعه میکروسکوپی، جهت شناخت نوع کانه و کانی‌ها و همچنین مطالعه ساخت و بافت آن‌ها، به‌دلیل کم‌هزینه بودن، سرعت بالا و راحتی کار، متداول‌ترین روش جهت مطالعه انواع کانسارها می‌باشد.

۵-۲- ساخت ماده معدنی

۵-۲-۱ - ساخت برشی

این ساخت در رخساره برشی قابل مشاهده است. در این ساخت هیدروکسید و اکسیدهای آهن (گوتیت و هماتیت) قطعات زاویه‌دار سنگ درونگیر را در برگرفته است (شکل۵-۱الف). این ساخت در رخساره رسوبات بروندمی آهن، منگنز و سولفیدی در یک خمیره از اکسید آهن مشاهده می‌شود.

۵-۲-۲- ساخت نواری

یکی از ساخت‌های شاخص در کانسار کوه‌ریگ وجود لامینه و نوارهای اکسیدی آهن (مگنتیت) موازی لایه‌بندی با سنگ میزبان است که سیمای رسوبی به این رخساره می‌دهد. نوارهای متناوب غنی از مگنتیت و فقیر از آن باعث تشکیل ساخت نواری شده است. یکی از ویژگی‌های رخساره کانسنگ لایه‌ای، ته‌نشست اکسیدها به صورت دانه‌پراکنده در کنار هم و تشکیل لایه‌های غنی از آهن می‌باشد که نشان از افزایش شرایط رسوبگذاری در یک محیط آرام و ته‌نشست آن‌ها می‌باشد (شکل۵-۱ ب).

۵-۲-۳- ساخت کنکرسیونی

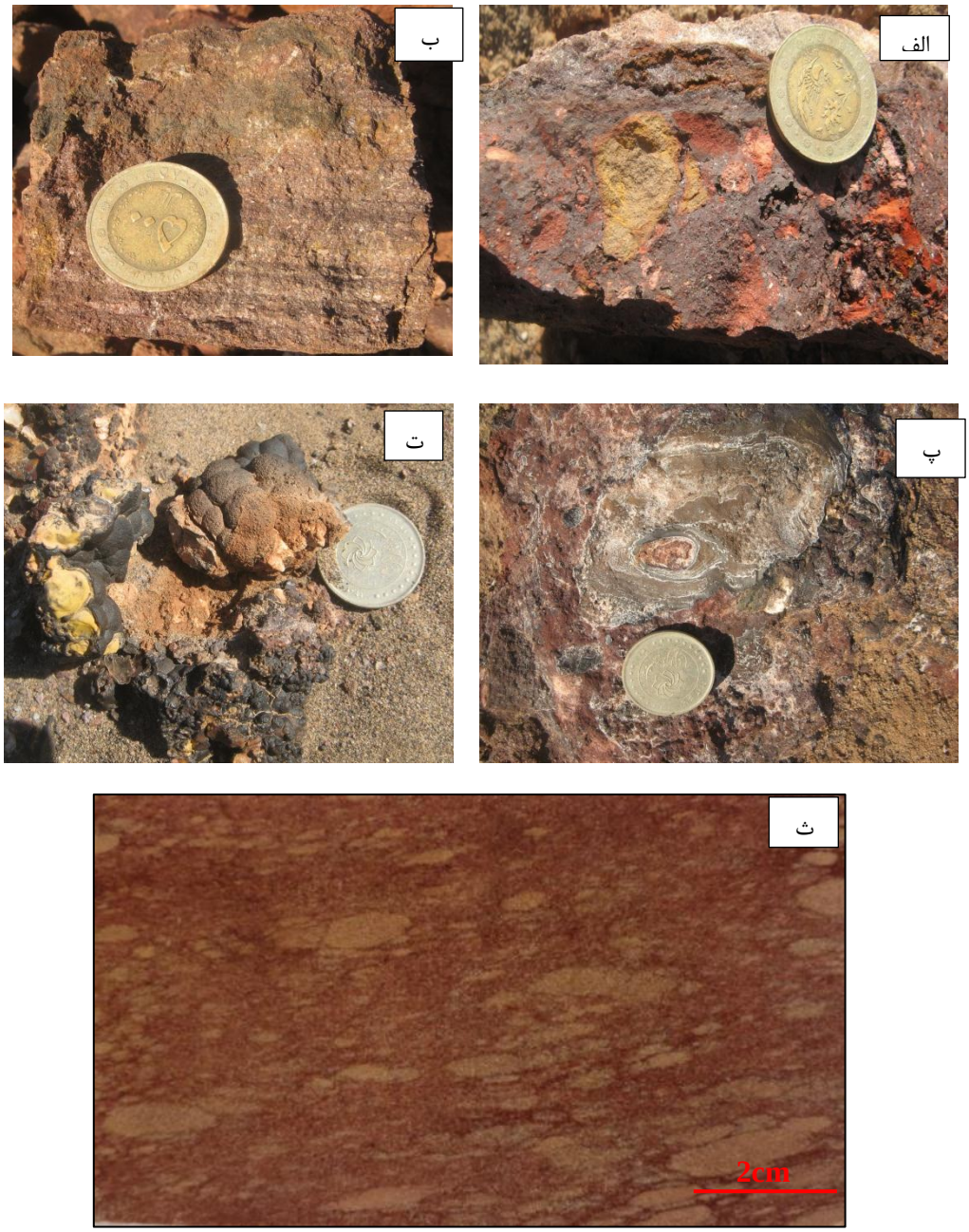
این ساخت بر اثر تجمع لامینه‌های کروی که فضای بسته‌ای را درست می‌کنند، بوجود آمده‌اند. کانی‌شناسی آن شامل گوتیت می‌باشد این ساختارها در مرحله دیاژنز تأخیری بوجود آمده است (شکل۵-۳ پ).

۵-۲-۴- ساخت کلوفرمی

این ساخت در گوتیت قابل مشاهده می‌باشد (شکل۵-۱ت)، شرایط لازم برای تشکیل ساخت کلوفرمی عبارتند از: آرام بودن محیط رسوبگذاری، اشباع بودن محلول، مناسب بودن Eh وpH محلول و دمای پایین محلول‌های گرمابی (کریم‌پور، ۱۳۸۹).

۵-۲-۵- ساخت نودولی

ساخت نودولی بر اثر تجمع و دیاژنز سولفات استرانسیم تشکیل شده است و کانی اصلی آن سلستیت می-باشد (شکل۵-۱ ث).



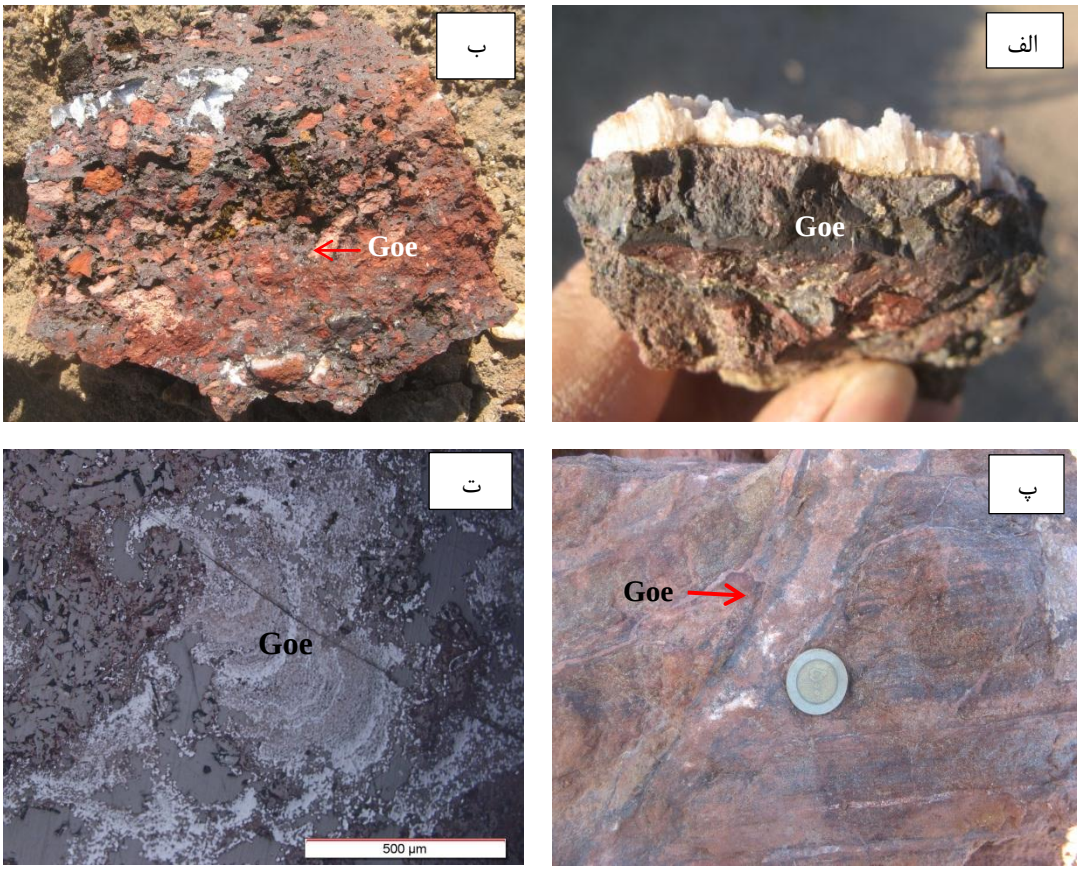
شکل۵-۱: الف) نمونه دستی از ساخت برشی، ب) نمونه دستی از کریستال لیتیک توف نواری، پ) گوتیت با ساخت کنکرسیونی، ت) گوتیت با ساخت کلوفرمی، ث) سلستیت با ساخت نودولی

۵-۳- کانی‌شناسی و بافت ماده معدنی

کانی‌شناسی و تشخیص پاراژنز کانه‌ها یکی از مهم‌ترین پارامترهای ارزشمند شناسایی ویژگی‌های محیط تشکیل هر کانسار است. این مطلب در مورد کانسارهای آهن هم صادق است. کانی‌شناسی این کانسارها اطلاعات سودمندی در مورد محیط و فرآیند تشکیل آن‌ها در اختیار می‌گذارد.

۵-۳-۱- گوتیت (FeO.OH)

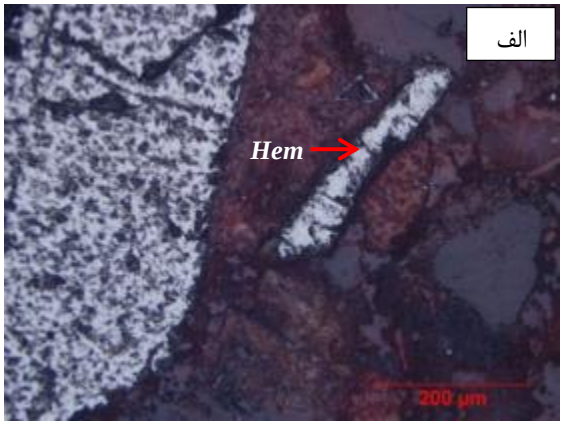
در صحرا به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه مشاهده می‌شود (شکل۵-۲ الف)، و بالاترین حجم را در رخساره برشی دارد (شکل۵-۲ ب). و همراه با سلستیت نیز مشاهده شده است (شکل۵-۲ پ). بر اساس مطالعات میکروسکوپی گوتیت در نور انعکاسی به رنگ خاکستری و با بافت کلوفرمی مشاهده می‌شود (شکل۵-۲ ت).

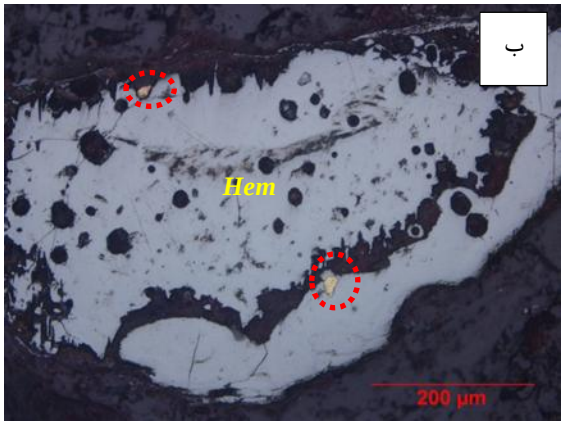


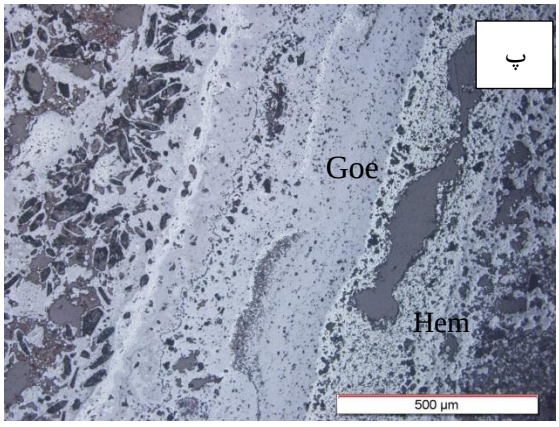
شکل۵-۲: الف) تصویر نمونه دستی از گوتیت، ب) کانی گوتیت در اطراف قطعات برشی، پ) گوتیت در اطراف رگه‌ی سلستیت، ت) تصویر میکروسکوپی گوتیت با بافت کلوفرمی

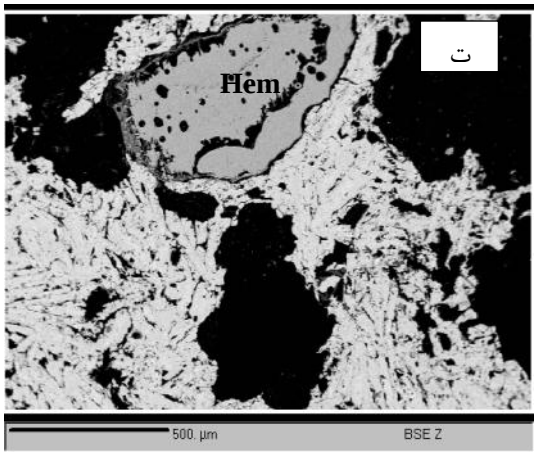
۵-۳-۲- هماتیت (Fe_2O_3)

هماتیت در کریستال لیتیک توف در مرحله دیاژنز به شکل تیغه‌ای(شکل۵-۳ الف)، در مرحله سوپرژن توسط پدیده مارتیتی شدن مگنتیت به هماتیت تبدیل شده (شکل ۵-۳ ب) و در رخساره برشی همراه با گوتیت با بافت کلوفرمی مشاهده می‌شود. در هماتیت کلوفرمی در رخساره نواری دو کانی مشکوک به طلا مشاهده شده است. که توسط الکترون ماکروپروب مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ۵-۳ پ) و به علت ریز بودن کانی‌ها شناسایی نشده‌اند.





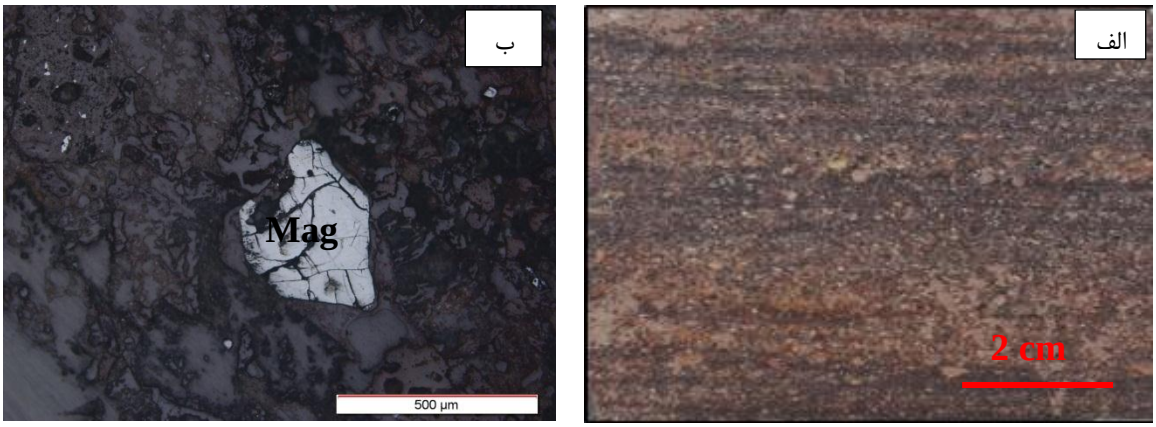




شکل۵-۳: الف) تصویر میکروسکوپی هماتیت تیغه‌ای (Hem) در کریستال لیتیک توف، ب) تصویر میکروسکوپی مگنتیت که به هماتیت تبدیل شده با بافت کلوفرمی، پ) تصاویر الکترون ماکرو پروب (BSE) از کانی هماتیت

۵-۳-۳- مگنتیت (Fe_3O_4)

مگنتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت دانه‌پراکنده در نوارهای معدنی کریستال لیتیک توف مشاهده می‌شود (شکل۵-۴ الف). بر اساس مطالعات میکروسکوپی مگنتیت در نور پلاریزه ایزوترپ، و در نور انعکاسی به رنگ خاکستری و با برجستگی قوی مشاهده می‌شود (شکل۵-۴ ب).

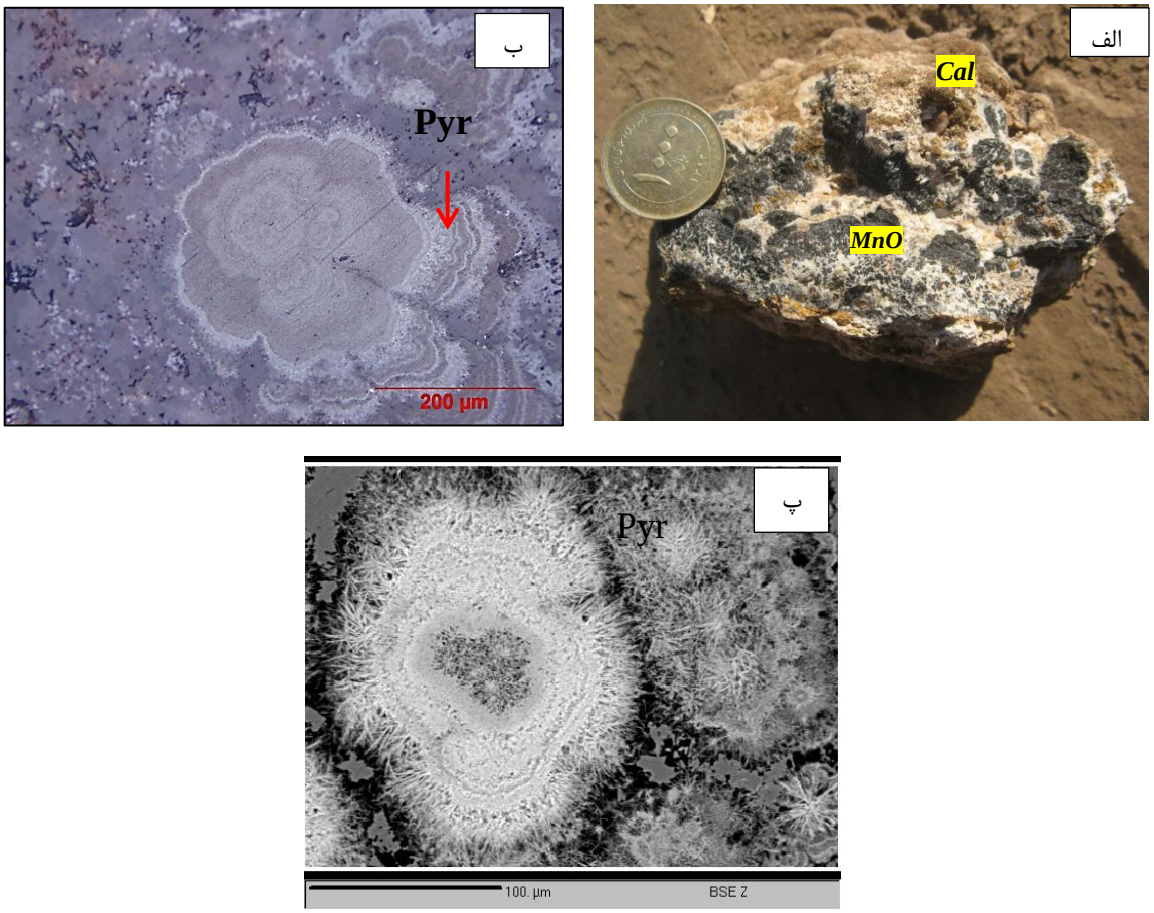


شکل۵-۴: الف) کریستال لیتیک توف با نوارهای معدنی مگنتیت، ب) مگنتیت (Mag) با بافت دانه‌پراکنده

۵-۳-۴- پیرولوزیت (MnO_2)

کانی‌های اکسید منگنز با فرمول شیمیایی بالا را تحت عنوان اکسیدهای منگنز خالص هم می‌شناسند که شامل پلی‌مورف‌های مختلفی می‌باشند. در این بین پیرولوزیت از نظر ترمودینامیکی پایدارترین فاز آن می‌باشد. این کانی اغلب عاری از کاتیون‌های دیگر است و به مقدار زیاد در کانسارهای دما پایین مخصوصاً در کانسارهای رسوبی یافت می‌شود. این کانی دارای بافت سوزنی و با رنگ زرد متمایل به خاکستری تا زرد متمایل به کرمی، پلی‌کروئیسم ضعیف و انیزوتروپی بسیار قوی از سایر کانی‌های منگنز به‌راحتی

تشخیص داده می‌شود. (شکل۵-۵ . الف و ب). بر روی کانی‌های منگنز مطالعات الکترون ماکروپروب انجام شده است و (شکل ۵-۵. پ)کانی پیرولوزیت را نشان می‌دهد.

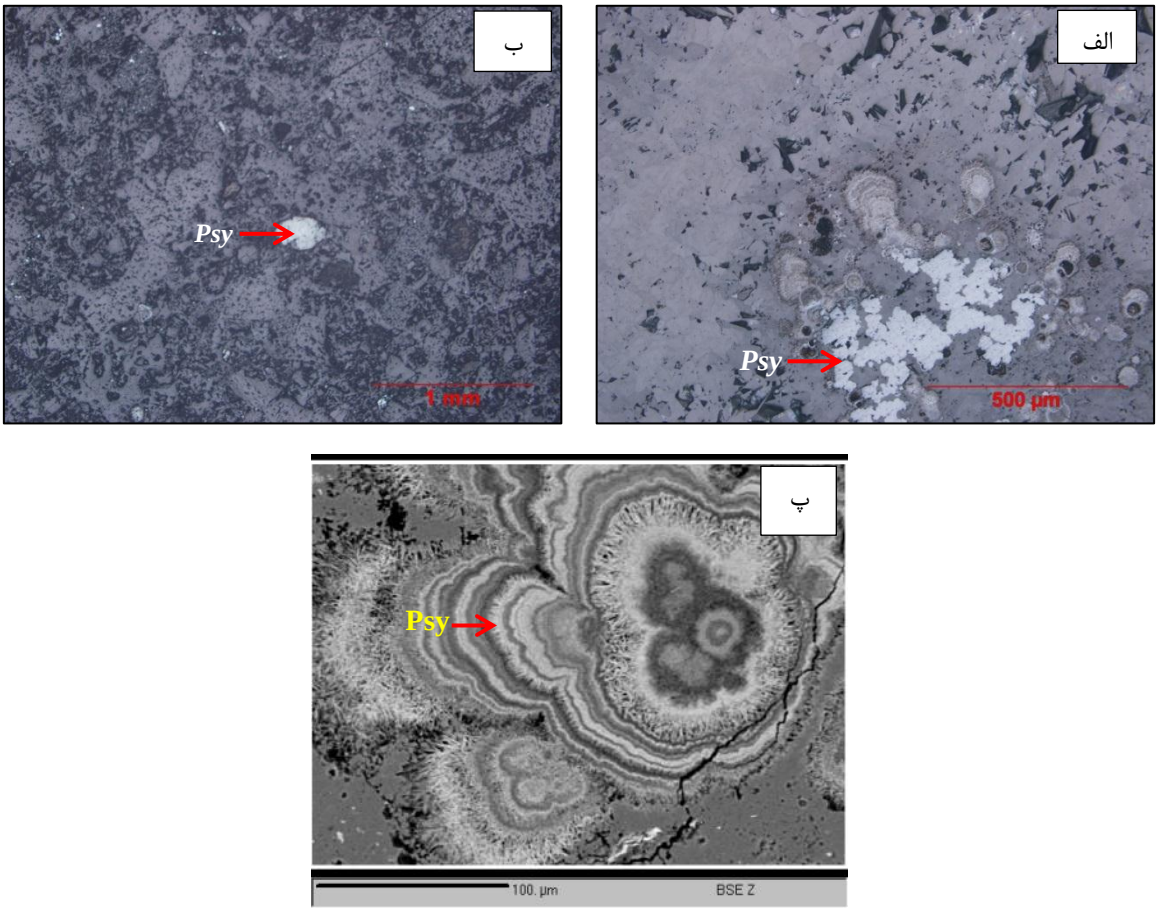


شکل۵-۵: الف) نمونه دستی از کانی‌های منگنزدار و کلسیت، ب) تصویر میکروسکوپی از پیرولوزیت (Pyr)، پ) تصویرالکترون ماکروپروب (BSE) از پیرولوزیت

۵-۳-۵- پسیلوملان ($(Ba, K, Mn, Co)_2Mn_5O_{10}.XH_2O$)

کانی پسیلوملان با داشتن BaO بالا در ترکیب شیمیایی خود به اکسیدهای سخت و توده‌ای منگنز با بافت بوتروئیدال اتلاق می‌شود (Roy, 1981). کانی پسیلوملان با بافت کلوفرمی همراه با کلسیت (شکل۵-۶ الف) پسیلوملان با بافت دانه‌پراکنده در لیتیک کریستال توف منگنزدار (شکل ۵-۶ ب) مشاهده

می‌شود، پلی‌کروئیسم و انیزوتروپی قوی از مشخصات بارز این کانی است. بر اساس داده‌های الکترون ماکرو پروب (شکل ۵-۶ پ) کانی پسیلوملان را نشان می‌دهد.



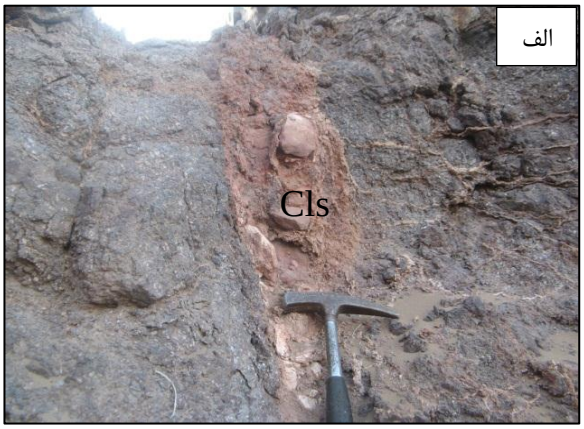
شکل ۵-۶: پسیلوملان (Psy) با بافت کلوفرمی، ب) پسیلوملان با بافت دانه‌پراکنده، پ) تصویر الکترون ماکروپروب (BSE) از پسیلوملان

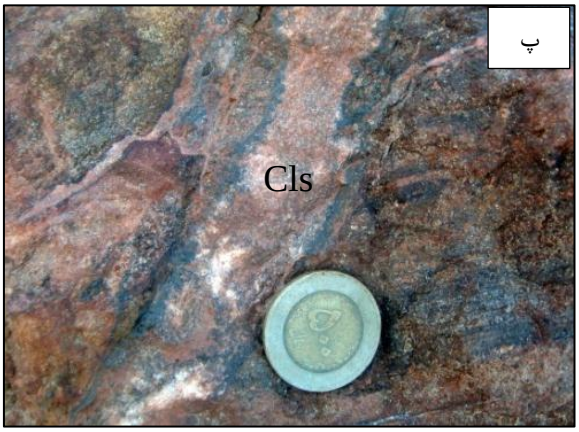
۵-۶-۳- سلستیت یا سلستین ($SrSO_4$)

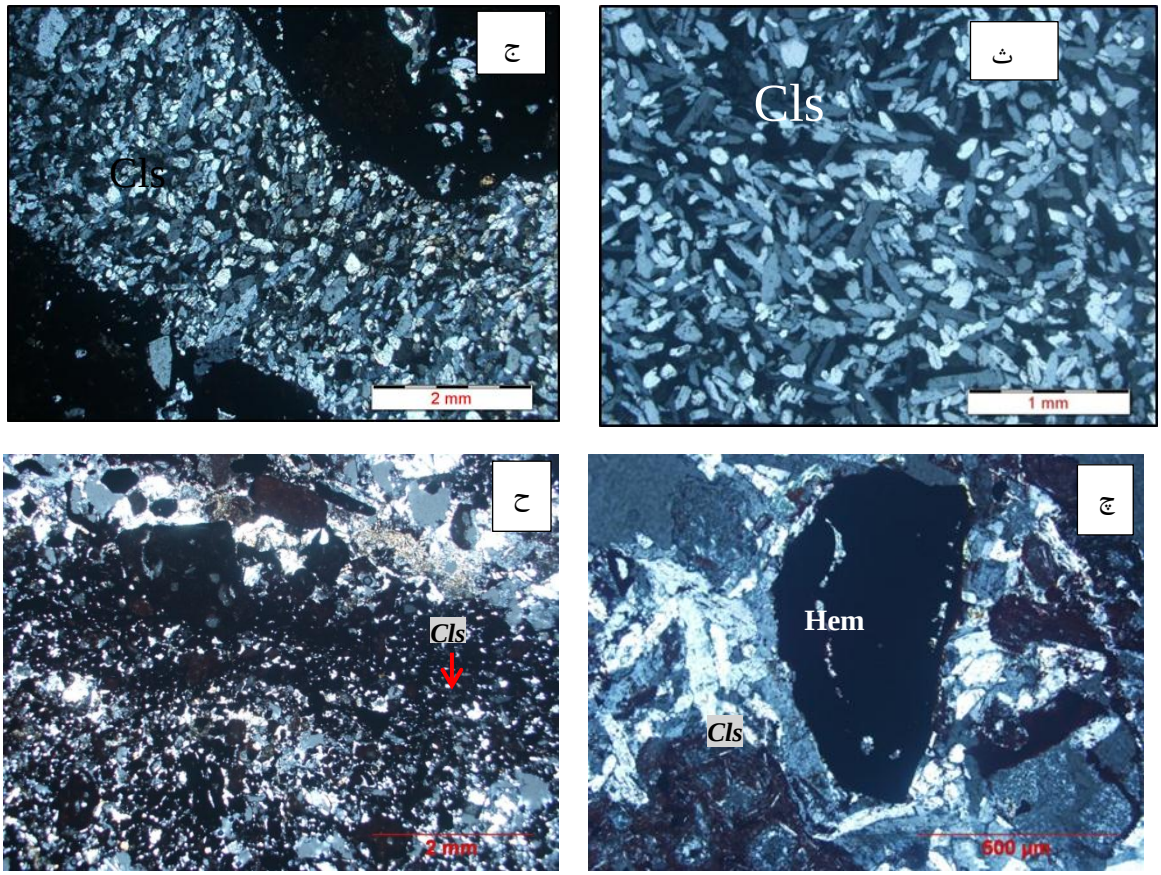
نام آن کلمه لاتین سلستیس، به خاطر رنگ آبی آن گرفته شده است. زیرا اولین نمونه آن که مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است، آبی رنگ بوده است. در (شکل ۵-۷) انواع سلستیت و تصاویر میکروسکوپی سلستیت آورده شده است. به طور کلی نمونه‌ای که در زیر میکروسکوپ با نور عبوری به راحتی قابل

تشخیص است. بلورهای منشوری، خودشکل و دانه‌شکری سلستیت است و در نور عبوری شبیه بلورهای کوارتز بوده ولی پلی‌کروئیسم بالایی نسبت به کوارتز دارد.

کانی‌زایی سلستیت در کانسار کوه‌ریگ گسترش فراوانی دارد، و به بررسی انواع سلستیت پرداخته شده است. لایه‌های سلستیت قطع کننده واحدهای سنگی محدوده معدنی می‌باشد (شکل۵-۷ الف)، سلستیت سنگ‌های آذرآواری را دربرگرفته است (شکل۵-۷ ب)، سلستیت قطع کننده سنگ‌های کریستال لیتیک توف (ET3) (شکل۵-۷ پ)، سلستیت با ساخت نودولی (شکل۵-۷ ت)، تصویر میکروسکوپی سلستیت با بلورهای منشوری شکل(شکل۵-۷ ث)، تصویر میکروسکوپی سلستیت قطع کننده سنگ میزبان (شکل۵-۷ ج)، هم‌رشدی سلستیت با هماتیت (شکل۵-۷ چ)، ریزدانه دانه‌شدن بلورهای سلستیت (شکل۵-۷ ح) دو مرحله آخر نشان از فرآیند ته‌نشست رسوبی می‌باشد.







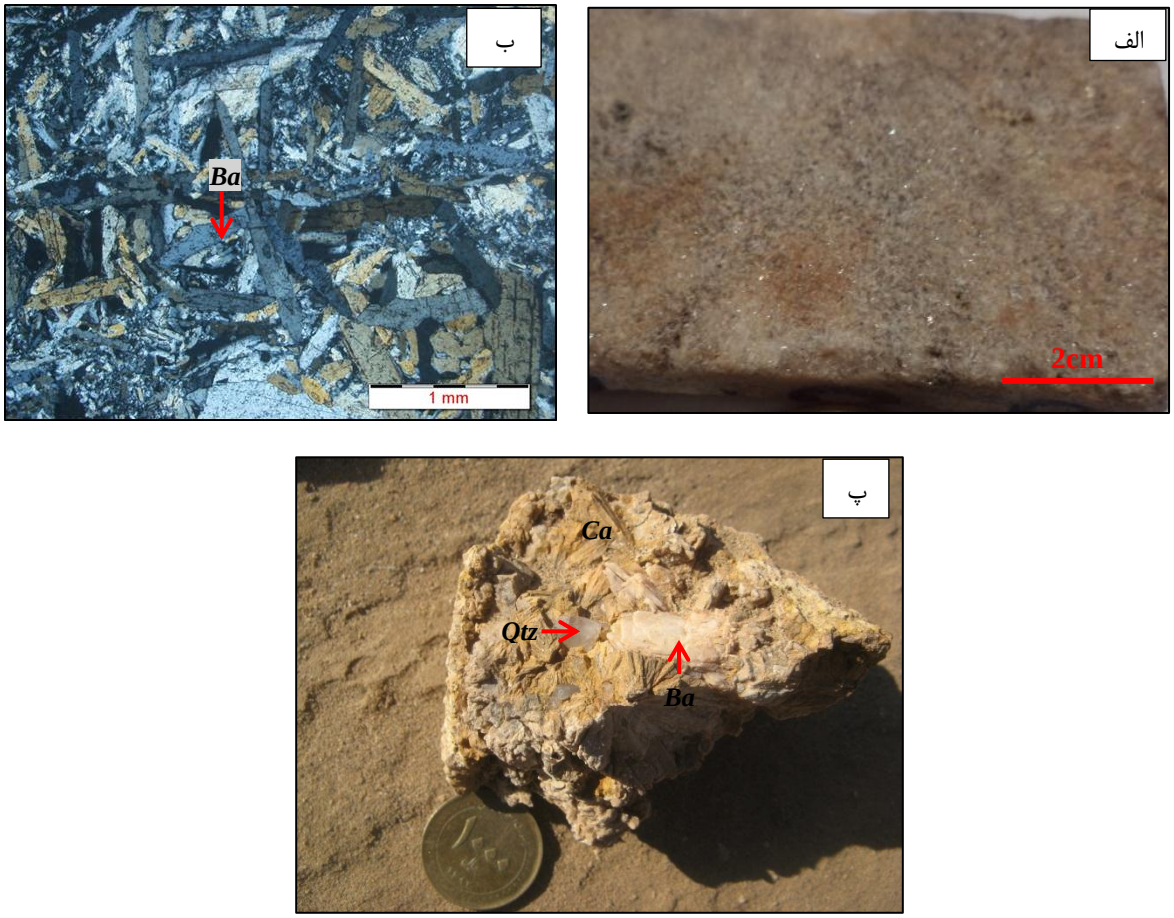
شکل۵-۷: الف) سلستیت با میزبان کریستال لیتیک توف، ب) نمونه دستی سلستیت در برگیرنده قطعات توفی، پ) رگه سلستیت قطع کننده سنگ، ت) نمونه دستی از سلستیت نودولی، ث) تصویر میکروسکوپی از سلستیت، ج) تصویر میکروسکوپی سلستیت با بلورهای منشوری، چ) هم‌رشدی سلستیت با هماتیت، ح) تصویر میکروسکوپی از بلورهای ریز دانه سلستیت

۵-۴- کانی‌های باطله

۵-۴-۱- باریت ($BaSO_4$)

در صحرا به رنگ سفید و با چگالی بالا قابل شناسایی است و به دو شکل یافت می‌شود: ۱) باریت با ساخت توده‌ای (شکل۵-۸ الف و ب)، ۲) باریت به همراه کلسیت، کوارتز (پهنه استرینگر) (شکل۵-۸ پ) مشاهده می‌شود.

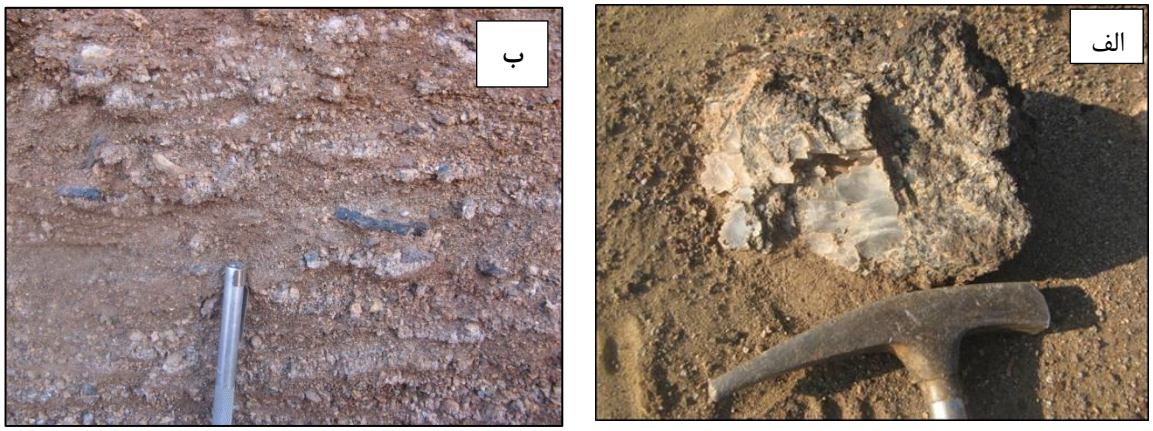
باریت در نور عبوری بی‌رنگ و برجستگی متوسط، و در نور پلاریزه دارای خاموشی مستقیم، به‌رنگ زرد، نارنجی و آبی و به شکل تیغه‌ای و چندضلعی مشاهده می‌شود.



شکل۵-۸: الف) نمونه دستی از باریت با ساخت توده‌ای، ب) تصویر میکروسکوپی از باریت، ت) نمونه دستی از کانی‌های– کلسیت (Cal) - باریت(Ba) – کوارتز (Qtz)

۵-۴-۲- ژیپس($CaSO_4$)

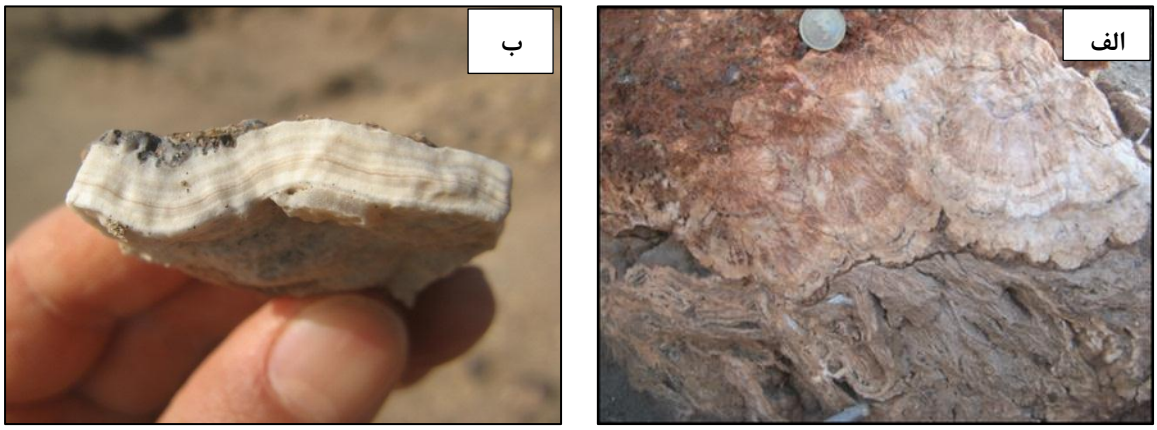
ژیپس یکی از کانی‌های باطله کانسار کوه‌ریگ می‌باشد. این کانی به صورت اولیه با شکل ورقه‌ای در مرحله دیاژنز (شکل۵-۹ الف)، و هم به صورت پودری (شکل۵-۹ ب) که نشان از فرآیندهای سوپرژن دارد تشکیل شده است.

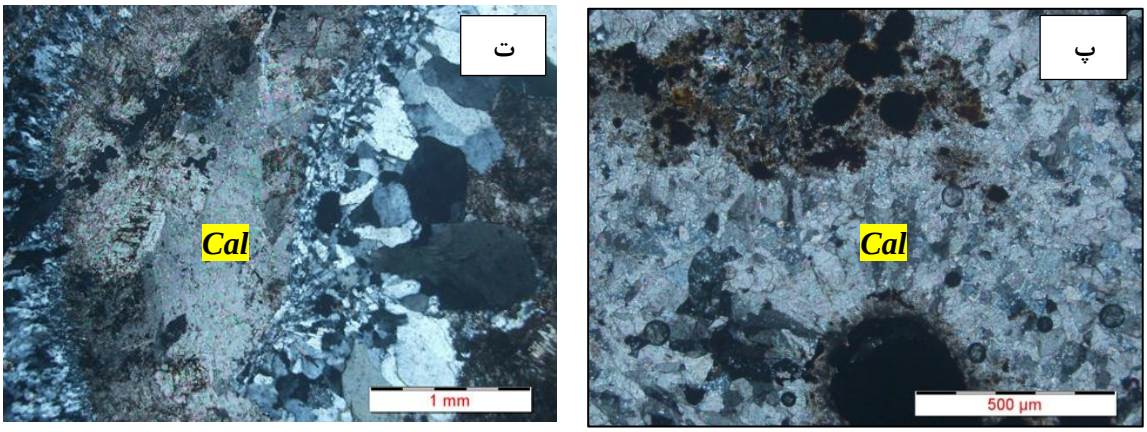


شکل۵-۹: الف) تصویر صحرایی ژیپس اولیه، ب) تصویر صحرایی ژیپس ثانویه

۵-۴-۳- کلسیت ($CaCO_3$)

از ویژگی‌های شاخص کلسیت‌های مرحله اول (دیاژنز تأخیری) دارای ساخت کلوفرمی و نواری (شکل۵-۱۰. الف و ب) و در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت دندان سگی است (شکل۵-۱۰پ)، و کلسیت‌های ثانویه ریزبلور و حاصل دگرسانی می‌باشد (شکل۵-۱)





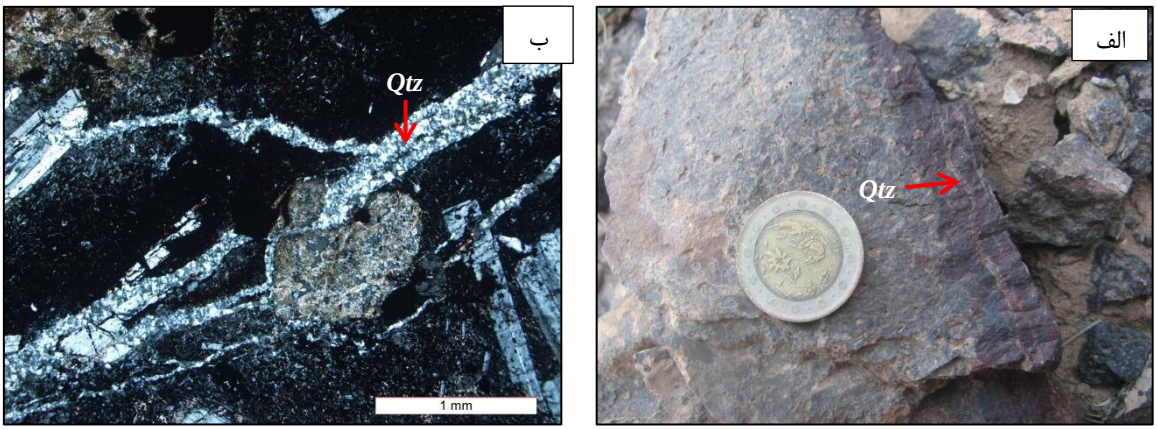
شکل۵-۱۰: الف) نمونه دستی از کلسیت با ساخت کلوفرمی، ب) نمونه دستی از کلسیت با ساخت نواری، پ) تصویر میکروسکوپی کلسیت اولیه (Cal)، ت) تصویر میکروسکوپی کلسیت ثانویه (Cal)

۵-۴-۴- کلریت ($(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_{20}(Mg,Fe)_3(OH)_6$)

کلریتی شدن باعث ایجاد رنگ سبز در سنگ می‌شود. در مقطع نازک به رنگ سبز لجنی مشاهده می‌شود. نوع کانی کلریت بر اساس داده‌های پراش اشعه ایکس (XRD) کلینوکلریت می‌باشد (رجوع شود به شکل ۴-۱۶ و ۴-۱۸).

۵-۴-۵ – کوارتز (SiO_2)

کوارتز تحت تأثیر دگرسانی سیلیسی در سنگ ایجاد شده است، و پرکننده حفرات و کانی‌های می‌باشد و یا به صورت رگه‌های قطع کننده در سنگ است (شکل۵- ۱۱ الف وب).



شکل۵-۱۱: الف) رگه – رگچه‌های کوارتزی با میزبان آندزیت بازالت، ب) تصویر میکروسکوپی کوارتز (Qtz) در سنگ‌های آندزیت بازالت

۵-۴-۶- سریسیت ($KAl_2(OH)_2(AlSi_3O_{10})$)

این کانی از تجزیه پلاژیوکلازها تحت تأثیر دگرسانی ایجاد می‌شود، این کانی در نور عبوری بی‌رنگ و دارای برجستگی متوسط تا ضعیف می‌باشد (رجوع شود به شکل(۴-۱۹)).

۵-۴-۷- کانی‌های رسی

کانی‌های رسی در اثر دگرسانی آرژیلیک تشکیل شده‌اند، از کانی‌های رسی عمده در محدوده کانسار بر اساس داده‌های پراش اشعه ایکس (XRD) می‌توان به کائولینیت و ایلیت اشاره کرد (رجوع شود به شکل (۴-۲۰ و ۴-۲۱).

۵-۵- توالی پاراژنتیک کانی‌ها

توالی پاراژنتیک یا به عبارت دیگر ترتیب زمانی و مکانی تبلور کانی‌ها و کانه‌های یک کانسار در واقع معرف مرحله شکل‌گیری آن‌هاست. معمولاً این سکانس زمان تفکیک تدریج 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 کانه-ها، زمان آغاز ته‌نشست و مدت زمان ته‌نشینی کانی‌های باطله یا گانگ‌ها را نیز معلوم می‌کند. دیاگرام پاراژنتیکی خلاصه‌ای هستند از:

۱- ارتباط زمانی و مکانی 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 کانسار شامل شکل هندسی پیکره معدنی، ساخت و بافت انجام شده در مقیاس صحرایی، نمونه دستی و مطالعات کانی‌شناسی می‌توان مراحل تکوین کانه‌زائی و تشکیلکان‌های موجو در کانسا کوه‌ریگ را در چهار مرحله تدوین نمود:

۱- مرحله آتشفشانی – بروندمی (اگزالاتیو): در این مرحله اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، رگه-های کلسیت – باریت – کوارتز، رگه‌های کوارتزی، کانی‌های سریسیت و کلریت تشکیل شده است.

۲- مرحله دیاژنز : مرحله دیاژنز شامل دو مرحله است: در مرحله دیاژنز اولیه کانی‌های هماتیت ، مگنتیت، پسیلوملان و سلستیت (در متن سنگ) تشکیل شده است و در مرحله دیاژنز تأخیری کانی‌های گوتیت و هماتیت، پسیلوملان، پیرولوزیت، سلستیت (رگه – رگچه‌ای)، ژیپس و کلسیت تشکیل شده است.

۳- مرحله دگرشکلی: سومین مرحله از تشکیل کانی‌ها مرحله دگرشکلی می‌باشد، این مرحله توسط گسلش در منطقه ایجاد شده است و رگه‌های ایجاد شده توسط گسل با کانی‌های کلسیت – منگنز پر شده است.

۴- مرحله سوپرژن: در این مرحله گوتیت، هماتیت، ژیپس و کانی‌های رسی (کائولینیت و ایلیت) تحت تأثیر فرایندهایی هوازدگی و سوپرژن شکل گرفته است.

جدول۵-۱: توالی پاراژنتیک کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

Mineral		Exhalative	Diagenesis Early	Diagenesis Late	Deformation	Weathering and supergene
FeOH		———				
MnOH		———				
Goethite				———		—
Hematite			———	———		—
Magnetite			———			
Celestine			———	———		
Pyrolusite				———		
Psilomelane			———	———		
Barite		———				
Calcite		———		———	———	
Gypsum				———		———
Quartz		———				
Chlorite		———				
Sericite		———				
Kaolinite						———
Illite						———
Structure and texture	Brecciated	———				
	Bedded		———			
	veins	———		———	———	
	Nodular		———			
	Collofor m			———		
	Dissemi natded		———			

فصل ششم

ژئوشیمی

۶-۱- مقدمه

ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین و در ابعاد زمان و مکان سروکار دارد. بنابر نظر (Goldschmidt,1954)، وظایف اصلی ژئوشیمی را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- تعیین فراوانی نسبی و مطلق عناصر و گونه‌های اتمی (ایزوتوپ) در زمین

۲- مطالعه توزیع و مهاجرت عناصر در بخش‌های گوناگون کره‌زمین (اتمسفر، هیدروسفر، پوسته و ...) کانی‌ها و سنگ‌ها با هدف کشف قوانین و اصول حاکم بر توزیع و اصول حاکم بر توزیع و مهاجرت آن‌ها و بررسی رفتار عناصر در محیط‌های گوناگون

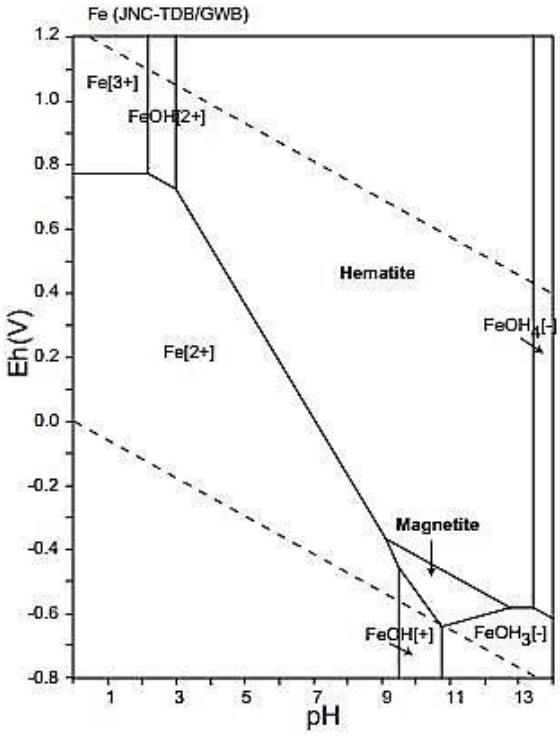
در این فصل سعی بر آن است تا حدی شرایط تشکیل واحدهای سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه را شناسایی کنیم، علاوه بر آن منظور از این مطالعه، بررسی رابطه‌ی متقابل سنگ و کانی‌سازی موجود در منطقه است تا از این طریق به منشأ و خاستگاه ماده معدنی دست یابیم.

۶-۲- ژئوشیمی آهن

آهن، عنصری فلزی با نماد Fe، عدد اتمی ۲۶، چگالی g/cm^3 ۷/۷۸ است. آهن در گروه ۸ و دوره ۴ جدول تناوبی است، بنابراین به عنوان فلز واسطه قلمداد می‌شود. آهن و آلیاژهای آن از رایج‌ترین فلزات و مواد فرومغناطیس در کاربردهای روزمره هستند. آهن دارای سطوح صاف و نقره‌ای براق مایل به رنگ خاکستری است اما وقتی در هوا با اکسیژن ترکیب می‌شود به رنگ قرمز یا قهوه‌ای در می‌آید. آهن از جمله عناصر سیدروفیل است که گاه خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد و از لحاظ فراوانی چهارمین عنصر فراوان در پوسته زمین است که حدود ۵ درصد پوسته زمین را می‌سازد و دهمین عنصر فراوان در جهان است.

آهن عنصری است که در طول تفریق ماگمایی به صورت کانه‌های گوناگون متبلور می‌شود. در طبیعت معمولا بصورت دو حالت اکسیداسیون ۲+ و۳+ یافت می‌شود. بر اساس بارنز (Barns, 1997) ژئوشیمی

آهن اغلب با شرایطی تعیین می‌گردد که تحت آن با تغییر در شرایط Eh-PH محیط، از یک ظرفیت به ظرفیت دیگر یا از شکل کمپلکس به یون‌های معدنی یا آلی تبدیل می‌شود (شکل۶-۱). این عنصر در سیالات به صورت کمپلکس‌های کلریدی حمل می‌گردد. اکسیدها، سولفیدها، کربنات‌ها و سیلیکات‌های آهن، همگی به عنوان کانه‌های آهن نقش مهمی ایفا می‌نمایند. آهن فرو که با MgO و Fe_2O_3 انحلال جامد دارد، معمولا در شبکه سیلیکات‌ها جانشین Al_2O_3 می‌شود یا کانی‌های اکسید مجزائی مانند مگنتیت را تشکیل می‌دهد (Siegel, 1979). بیش از ۳۰۰ کانی و کانه‌ی آهن‌دار در طبیعت یافت می‌شوند که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، سیدریت، شاموزیت و تورنژیت اشاره کرد. مقدار کمی از آهن موجود در پوسته، در کانسارهای آهن گرد آمده و تجمع یافته است و در واقع، مقدار زیادی از آن در کانی‌های سازنده سنگ‌ها، به ویژه سنگ‌های آذرین یافت می‌شود.



شکل۶-۱: محدوده پایداری فازهای مختلف آهن در نمودار Eh-PH (Barns1997)

۶-۳- خواص فیزیکی و شیمیایی استرانسیم

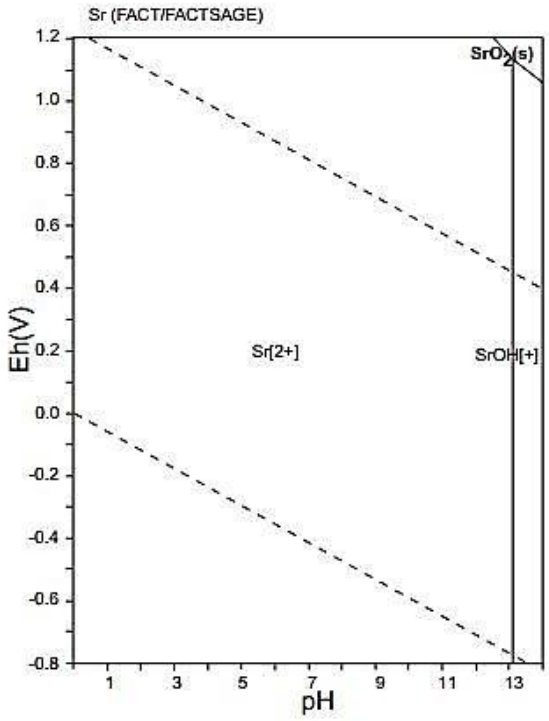
استرانسیم از نظر شیمیایی از عناصر قلیایی خاکی است و در طبیعت به طور آزاد وجود ندارد و با عناصر غیرفلزی مانند اکسیژن پیوندهای یونی دارد که پدید آورنده ترکیبات متنوع است. استرانسیم از نظر ژئوشیمیایی به شدت لیتوفیل است اما در لیتوسفر بالایی به شدت اکسی‌فیل (مانند کلسیم و باریم) می‌شود. اندازه یون استرانسیم نشان می‌دهد که می‌تواند به جای کلسیم یا پتاسیم قرار گیرد یعنی استرانسیم به وسیله کانی‌های کلسیم پذیرفته (به خاطر شعاع بزرگ‌تر) و به وسیله کانی‌های پتاسیم تسخیر می‌شود (به خاطر بار زیادتر) (مر و شرفی، ۱۳۸۳). داده‌های بدست آمده نشان می‌دهند که استرانسیم در سنگ‌های آذرین، اغلب در پلاژیوکلازها و فلدسپات پتاسیم وجود دارد و تمرکز آن در برخی کانی‌های خاص با پیشرفت تبلور افزایش می‌یابد. فراوانی آن در سنگ‌های آذرین معمولا در بازالت‌ها بیش‌تر از گرانیت‌ها است و به طور کلی فراوانی استرانسیم در پوسته زمین ۰.۰۳۵ درصد می‌باشد (Taylor and Mc lennan, 1985). پذیرش آن به جای کلسیم، فرآیند عمده بیرون رفتن استرانسیم از ماگماست. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشترک بین استرانسیم، کلسیم و باریم ارتباط تنگاتنگ گروهی آن‌ها در رخدادهای طبیعی، امری عادی است. استرانسیم در کانی‌های سلستیت و استرونسیانیت یافت می‌شود که در جدول (۶-۱) خصوصیات این دو کانی به اختصار شرح داده شده است. خواص ژئوشیمیایی و محدوده پایداری استرانسیم در نمودار (۶-۲) ارائه شده است. فلز استرانسیم از الکترولیز مخلوط کلر گداخته همراه با کلرید پتاسیم حاصل می‌شود، یا از احیا اکسید استرانسیم با آلومینیم در شرایط خلأ و در دمایی که استرانسیم تقطیر می‌شود، به‌دست می‌آید. سه شکل آلوتروپی این فلز وجود دارد که نقطه انتقال آن‌ها ۲۳۵ و ۵۴۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. استرانسیم از کلسیم نرم‌تر است و در آب به شدت تجزیه می‌شود. استرانسیم، در دماهای زیر ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد، نیتروژن را جذب نمی‌کند. برای جلوگیری از اکسید شدن استرانسیم این عنصر باید در نفت سفید نگهداری شود. مقطع

جدید استرانسیم، ظاهری نقره‌ای دارد، اما به سرعت به رنگ زرد با ساختار اکسیدی در می‌آید. فلز نهایی در هوا می‌سوزد. نمک‌های فرار استرانسیم رنگ قرمز زیبایی دارند. این نمک‌ها در فشفشه‌ها و مواد آتش‌زا کاربرد دارند. استرانسیم طبیعی از مخلوط چهار ایزوتوپ پایدار تشکیل شده است.

شانزده ایزوتوپ ناپایدار دیگر از استرانسیم وجود دارد. یکی از مهم‌ترین ایزوتوپ‌های ناپایدار استرانسیم $Sr^{۹۰}$ است که نیه عمر آن ۲۹ سال می‌باشد، $Sr^{۹۰}$ محصول ریزش‌های هسته‌ای است و مشکلاتی در سلامت انسان ایجاد می‌کند. این ایزوتوپ یکی از ایزوتوپ‌های با عمر طولانی است که اشعه بتا از خود متصاعد می‌کند و در دستگاه‌های SNAP (سیستم برای قدرت کمکی هسته‌ای) به کار می‌رود. این دستگاه‌ها برای ساختن فضاپیماها، ایستگاه‌های هواشناسی و جاهایی که منابع قدرت هسته‌ای – الکتریکی، دراز مدت، سبک وزن نیاز است، به کار می‌روند. در حال حاضر مهم‌ترین کاربرد استرانسیم برای تولید شیشه‌های رنگی تلویزیون است. همچنین از استرانسیم برای تولید آهن‌ربا و تصفیه روی استفاده می‌شود. تیتانیت استرانسیم ماده نوری جالبی است که دارای شاخص انکسار بسیار بالایی است و پراکندگی نوری بالاتری نسبت به الماس دارد. استرانسیم به عنوان جواهر نیز به کار می‌رود، اما خیلی نرم است. خصوصیات عنصر استرانسیم در جدول(۶-۲) آورده شده است.

جدول ۶-۱: خصوصیات سلستیت و استرانسیانیت (Harben, 1999)

کانی	سلستیت	استرونسیانیت
فرمول	سولفات استرانسیم ($SrSo_4$)	کربنات استرانسیم ($SrCO_3$)
رنگ	سفید، بنفش متمایل به آبی	سفید، سبز، زرد مایل به قهوه‌ای و قرمز
وزن مخصوص	۴	۳/۸
سختی	۳-۳/۵	۳/۵
شکل	صفحه‌ای، میله‌ای و منشوری	منشوری و سوزنی



شکل ۶-۲: نمودار Eh-PH برای اکسید استرانسیم و هیدروکسید استرانسیم در سیستم (Sr-O-OH)

جدول۶-۲: خواص اتمی، فیزیکی و شیمیایی استرانسیم را نشان می‌هد

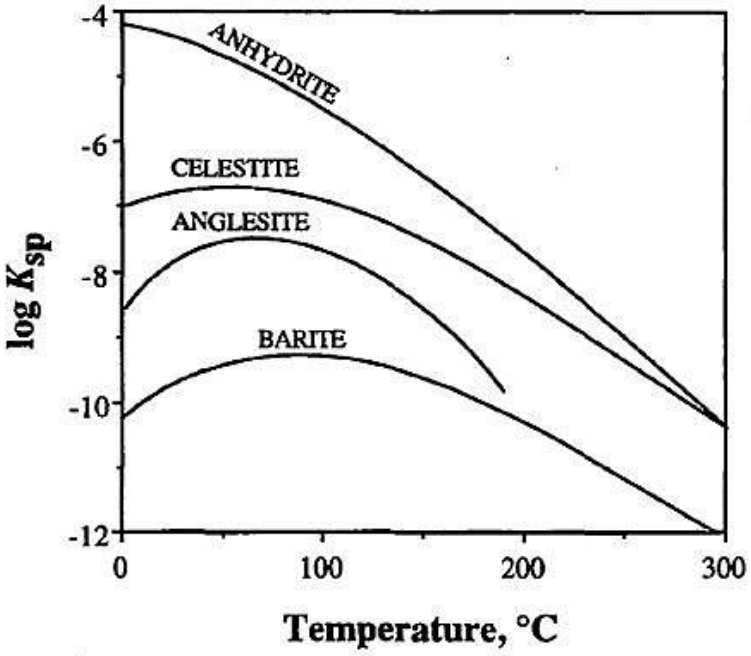
عدد اتمی	۳۸
جرم اتمی	۸۷/۶۲
نقطه ذوب	۷۶۹
نقطه جوش	۱۳۸۴
رنگ	سفید نقره‌ای
حالت استاندارد	جامد
الکترونگاتیوی	۱
حالت اکسیداسیون	۲
چگالی	۲/۶gr/cm^3
گرمای تبخیر	۱۳۶/۹ Kj/mol
گرمای فروپاشی	۸/۳ Kj/mol

۶-۳- ژئوشیمی سلستیت و انیدریت

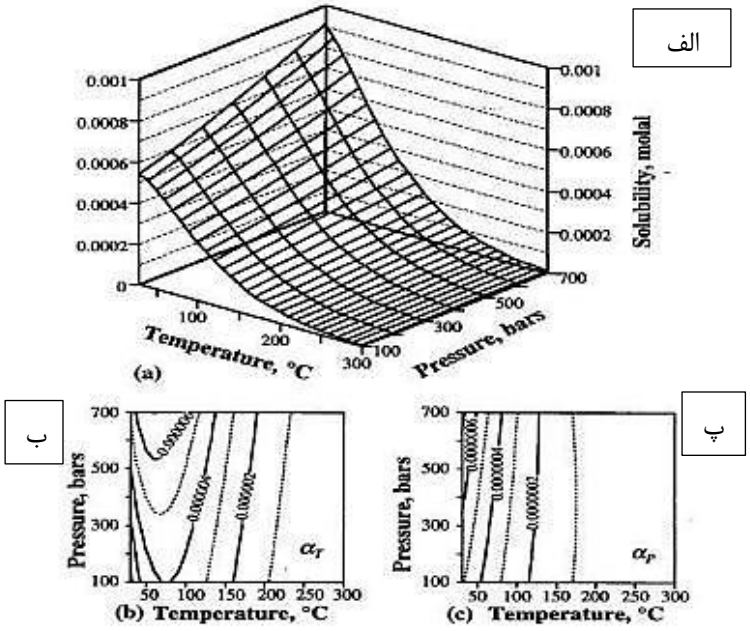
از آن‌جا که سلستیت و ژیپس (انیدریت) و باریت از کانی‌های سولفاتی موجود در کانسار کوه‌ریگ می‌باشند، ابتدا به رفتار ژئوشیمیایی کانی‌های سولفاتی پرداخته می‌شود. سپس بر اساس آن شرایط ته‌نشست سلستیت و انیدریت بررسی می‌شود. رفتار انحلالی کانی‌های سولفاتی خیلی ساده است. تحت

شرایط گرمابی انحلال کانی‌های سولفاتی با افزایش فشار و شوری و کاهش دما بالا می‌رود. لذا کانی‌های سولفاتی با بالا رفتن دما و افت فشار و کم‌شدن میزان شوری ته‌نشست می‌کنند. برای مثال در شکستگی‌های عمیق و نقاطی که فشار نزدیک به سطح لیتواستاتیک تا هیدرواستاتیک است، رسوب می‌کنند. با بالا رفتن PH و Eh میزان قابلیت انحلال کاسته می‌شود. سولفات و سولفید انواع غالب ناشی از حضور گوگرد در محلول‌های گرمابی هستند، که در دمای بالای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به سرعت به حالت تعادل می‌رسند. در زیر این دما گوگرد در شرایط اکسیدی بلافاصله اکسید می‌شود و به سولفات تبدیل می‌شود در حالی‌که در شرایط احیاء در همین دما سولفات به میزان ناچیزی تبدیل به سولفید می‌شود. تمرکز سولفات در سیالات گرمابی در اثر تجمع کانی‌های سولفیدی و اکسیدی از قبیل پیریت، پیروتیت، مگنتیت و هماتیت کنترل می‌شود. افزایش PH محلول گرمابی بیوسولفات را به سولفات تبدیل می‌کند و باعث ته‌نشست کانی‌های سولفاته می‌گردد. سرعت ته‌نشست کانی‌های سولفاته به مراتب کم‌تر از کانی‌های کربناته است. بیش‌ترین انحلال‌پذیری سلستیت در دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد است. با پایین آمدن دما سلستیت شروع به ته‌نشست می‌کند. بر مبنای پژوهش (Fuchtbauer and Muller,1977) در محیط‌های تبخیری گرم و حاره، با تبخیر آب دریاها و دریاچه‌ها و در نتیجه افزایش غلظت نمک‌های حل شده در آن‌ها ابتدا کربنات کلسیم و سپس با تبخیر بیش‌تر و کاهش نسبت حجم آب به ۱:۵ حجم اولیه سولفات استرانسیم ته‌نشست می‌کند. بعد از ته‌نشین شدن سلستیت، انیدریت به حالت تعادل می‌رسد و ته‌نشین می‌شود. ته‌نشینی کانی‌های سولفاته در محیط اکسیدی و قلیایی می‌باشد. اما عوامل مهم دیگری که در این فرآیند تأثیر بالاتری دارند فشار، شوری و دمای محلول گرمابی می‌باشد.

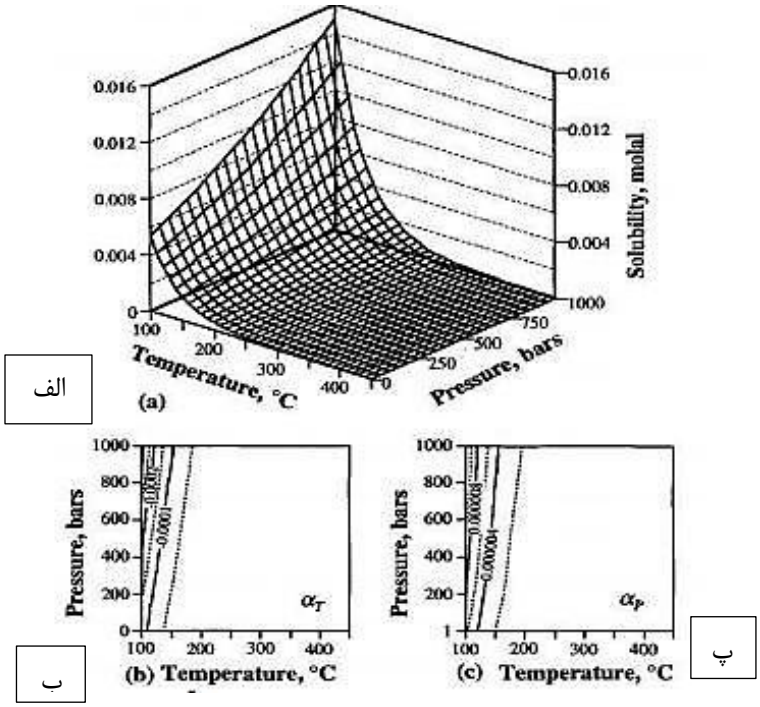
در نمودار (۶-۳) که از کتاب ژئوشیمی ذخایر گرمابی از (Barnes, 1997) اقتباس شده است، محدوده پایداری و قابلیت انحلال چند تا از کانی‌های سولفاته نشان داده شده است. در نمودار (۶-۴) و (۶-۵) به ترتیب قابلیت انحلال سلستیت و انیدریت بر حسب تغییرات دما و فشار مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل۶-۳: قابلیت انحلال تعدادی از کانی‌های سولفاته بر اساس دما (Naumov, 1974)



شکل۶-۴: الف) قابلیت انحلال سلستیت بر اساس دما و فشار (Howell et al, 1992)، ب) دمای مؤثر بر انحلال سلستیت (بر اساس مول بر کیلوگرم درجه سانتی‌گراد)، پ) فشار مؤثر بر انحلال سلستیت (بر اساس مول بر کیلوگرم)



شکل۶-۵: الف) قابلیت انحلال انیدریت بر اساس دما و فشار (Blount and Dickson, 1969)، ب) دمای مؤثر بر انحلال انیدریت (بر اساس مول بر کیلوگرم درجه سانتی‌گراد)، پ) فشار مؤثر بر انحلال انیدریت (بر اساس مول بر کیلوگرم)

۶-۴- روش کار

پس از بررسی‌های صحرایی و انجام مطالعات میکروسکوپی بر روی واحدهای سنگی و به‌ویژه سنگ‌های توالی میزبان و رخساره‌های کانه‌دار، جهت مطالعات ژئوشیمیایی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ تعداد ۱۵ نمونه از کانسنگ و سنگ‌های میزبان جمع‌آوری شد، که این ۱۵ نمونه با حمایت سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) به روش ICP-MS جهت بررسی میزان عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE) آنالیز شدند. داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، عناصر فرعی، کمیاب و نادر خاکی توسط نرم‌افزار GCDKIT مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند که نتایج به‌دست آمده در ادامه توضیح داده شده است.

۶-۵- ژئوشیمی سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آذرین، در منطقه معدنی کوه‌ریگ به صورت گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب‌های متفاوت قابل مشاهده‌اند، لذا مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگ‌ها اطلاعات مهمی را در رابطه با منشأ و ترکیب سنگ‌های منطقه در اختیار قرار خواهد داد.

در جدول(۶-۳) میزان عناصر اصلی و کمیاب حاصل از نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آذرین محدوده کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ به روش ICP-MS/OES آورده شده است.

جدول ۶-۳: میزان عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین و کانسنگ کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ به روش ICP-MS/OES (V: سنگ‌های آتشفشانی، BR: کانسنگ برشی، BE: کانسنگ نواری، L.G: کانسنگ کم‌عیار، Sr: استرانسیم، Ba: باریم، Mn: منگنز، Qtz vein: رگه کوارتزی)

Analyte			Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca
Scheme			IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
Analysis Unit			PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	%
	Sample Code								
V	S1734	55°20′22/73"N 35° 20′ 47/20"E	0.20	7.86	1.8	455.0	0.9	0.08	6.23
V	S1735	55°20′22/73"N 35° 20′ 47/20"E	0.20	5.62	1.6	700.0	0.6	0.09	9.28
V	S1736	55°20′22/73"N 35° 20′ 47/20"E	0.28	7.02	2.9	473.2	1.5	0.09	7.63
V	S1737	55°09́ 47/52"N 35° 20́ 18/46′E	0.11	5.40	2.0	479.0	1.4	0.06	6.80
BR	S1738	55° 09́ 47/68″E 35° 20′ 14/79″N	0.14	2.51	169	1170.4	3.3	0.18	0.37
BR	S1739	55° 09́ 47/68″E 35° 20′ 14/79″N	0.16	1.50	824	1534.8	6.1	0.10	1.79
BE	S1740	55° 09́ 48/9″N 35° 20́ 14/87″E	0.21	2.01	76.8	855.4	2.0	0.24	0.31
BE	S1741	55° 09́ 48/9″N 35° 20́ 14/87″E	0.21	2.35	98.4	884.0	1.7	0.18	0.28
L.G	S1742	55° 09́ 50/32"E 35° 20́ 15 N	0.14	4.49	30.6	264.6	1.5	0.47	4.35
Sr	S1743	55° 09′ 47/68″E 35° 20′ 14/79″N	0.08	1.33	61.8	203.0	2.1	0.09	0.70
V	S1744	55° 09′ 45/24′N 35° 20′ 14/81′E	0.15	5.57	6.8	485.6	1.7	0.05	6.89
Ba-Sr	S1745	55°09́ 47/52"N 35° 20́ 18/46′E	0.06	0.74	4.9	544.8	0.2	0.09	2.75
Qtz vein	S1746	55°09́ 47/52"N 35° 20́ 18/46′E	0.36	5.47	13.7	281.8	1.3	0.09	7.89
Sr	S1747	55°09́ 47/52"N 35° 20́ 18/46′E	0.06	0.13	14.6	475.6	0.2	0.07	0.68
Mn	S1748	55° 09́ 54/36" E 35° 20́ 14/96"N	-0.05	2.49	13.1	277.8	0.6	0.16	>15

Analyte	Cd	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er
Scheme	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
Analysis Unit	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Sample Code										
S1734	0.11	6.23	0.11	47.2	31.5	35.8	3.75	152	4.05	2.40
S1735	0.12	9.28	0.12	33.8	31.8	69.7	6.80	144	2.83	1.56
S1736	0.23	7.63	0.23	59.0	30.3	45.1	1.75	40.6	4.24	2.61
S1737	0.06	6.80	0.06	50.3	23.9	54.3	1.08	37.7	3.62	2.02
S1738	-0.01	0.37	-0.01	18.4	8.2	51.9	11.7	54.1	1.68	0.93
S1739	0.01	1.79	0.01	16.0	5.4	61.9	8.66	139	1.87	1.01
S1740	-0.01	0.31	-0.01	24.4	9.5	40.4	5.86	61.5	1.71	0.98
S1741	0.03	0.28	0.03	25.4	7.0	38.0	4.92	45.4	1.87	1.10
S1742	0.13	4.35	0.13	28.4	22.4	52.3	7.46	30.2	3.69	2.20
S1743	-0.01	0.70	-0.01	11.4	3.6	23.1	3.50	49.9	1.01	0.56
S1744	0.08	6.89	0.08	51.8	25.9	49.5	3.78	124	3.47	1.90
S1745	-0.01	2.75	-0.01	9.21	1.8	14.9	0.99	19.9	0.58	0.25
S1746	0.09	7.89	0.09	47.9	27.4	75.6	2.23	55.6	3.77	2.02
S1747	-0.01	0.68	-0.01	1.29	1.2	14.5	0.19	24.9	0.15	0.06
S1748	0.89	>15	0.89	25.3	92.0	29.6	3.95	58.6	2.02	0.96

Analyte	Eu	Fe	Ga	Gd	Ge	Hf	Hg	Ho	In	K	La
Scheme	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
Analysis Unit	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	%	PPM
Sample Code											
S1734	1.84	6.61	20.1	5.47	-0.1	2.56	-0.01	0.76	0.05	1.36	21.5
S1735	1.47	6.19	18.6	4.24	-0.1	1.72	0.01	0.56	0.06	1.40	16.2
S1736	1.79	5.92	20.3	5.98	-0.1	3.44	-0.01	0.83	0.05	2.29	27.8
S1737	1.47	4.94	18.2	5.11	-0.1	2.49	0.02	0.74	0.02	2.12	24.1
S1738	1.00	>15	7.3	2.27	0.1	1.27	0.02	0.35	0.03	0.86	8.9
S1739	1.16	>15	5.8	2.35	1.3	1.13	0.10	0.39	-0.02	0.56	7.9
S1740	0.81	7.27	16.0	2.43	-0.1	2.78	-0.01	0.29	0.06	3.64	12.2
S1741	0.76	8.13	18.1	2.65	-0.1	2.94	-0.01	0.33	0.04	4.05	11.8
S1742	1.12	5.08	18.4	4.21	-0.1	3.66	0.11	0.75	0.07	2.89	11.4
S1743	0.43	6.65	3.4	1.43	-0.1	0.72	0.06	0.22	-0.02	0.61	4.6
S1744	1.79	6.25	22.7	4.95	-0.1	2.46	0.02	0.64	0.04	2.77	25.7
S1745	0.51	0.55	1.6	0.94	-0.1	0.21	0.14	0.11	-0.02	0.26	4.5
S1746	1.31	5.88	13.1	5.42	-0.1	2.71	0.22	0.75	0.03	1.35	23.0

- ادامه جدول

S1747	0.22	0.68	0.4	0.30	-0.1	-0.05	-0.01	-0.05	-0.02	0.03	0.6
S1748	0.73	2.13	6.8	2.84	-0.1	0.98	-0.01	0.40	0.03	0.90	13.4

	Li	Lu	Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Nd	Ni	P
	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
	PPM	PPM	%	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	%
Sample Code										
S1734	20.6	0.32	2.65	1433.8	1.23	1.96	6.0	24.8	23.5	0.17
S1735	20.0	0.23	1.45	1253.6	1.61	1.38	4.1	18.3	28.2	0.11
S1736	21.3	0.40	1.13	1044.4	1.64	1.87	8.2	28.9	19.9	0.16
S1737	13.6	0.27	1.03	1167.8	1.98	1.66	7.2	23.9	20.5	0.14
S1738	11.0	0.14	0.19	1081.6	9.03	0.51	4.0	7.53	8.1	0.05
S1739	6.1	0.12	0.12	2424.6	76.2	0.44	3.3	7.12	7.0	0.05
S1740	46.7	0.15	0.34	497.4	3.77	1.17	8.7	12.6	10.2	0.13
S1741	38.2	0.14	0.29	534.0	5.34	0.93	8.1	12.7	10.8	0.12
S1742	63.2	0.33	1.00	1112.4	1.54	3.15	8.7	15.6	22.0	0.14
S1743	6.2	0.07	0.06	311.0	4.97	0.31	2.0	5.85	2.6	0.02
S1744	85.2	0.25	1.02	1177.6	2.14	2.64	7.4	25.6	21.8	0.20
S1745	3.1	0.02	0.12	576.0	0.47	0.20	0.5	4.98	3.1	0.01
S1746	59.4	0.30	0.89	2491.8	1.99	1.41	5.8	21.8	15.2	0.11
S1747	-1	-0.01	0.01	197.2	0.62	0.01	0.1	0.57	1.5	-0.01
S1748	12.8	0.15	0.64	>10000	9.20	1.27	2.9	12.2	23.0	0.04

	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn	Sr
	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Sample Code										
S1734	8	5.89	11.3	-0.5	1.67	12.4	-2	5.55	-3	986
S1735	22	4.27	26.7	0.6	20.3	13.9	-2	4.17	-3	882
S1736	17	7.17	48.7	0.6	1.27	12.8	-2	6.02	-3	877
S1737	23	6.00	45.6	0.5	12.9	11.2	-2	5.41	-3	724
S1738	41	2.03	38.4	0.6	3.01	8.8	8	2.50	-3	5668
S1739	72	1.70	26.6	2.1	8.21	10.4	10	2.66	-3	>10000
S1740	100	2.82	130	1.0	1.54	8.9	-2	2.89	-3	8541
S1741	144	3.04	120	0.6	9.66	8.1	3	2.96	-3	4266
S1742	29	3.42	53.3	-0.5	1.15	9.2	-2	4.27	-3	412
S1743	20	1.34	22.5	1.9	3.16	5.5	5	1.64	-3	>10000

- ادامه جدول

S1744	28	6.10	60.5	-0.5	1.16	11.1	-2	5.34	-3	1172
1745	4	1.09	9.8	1.9	0.89	5.1	-2	1.29	-3	>10000
S1746	19	5.47	33.1	-0.5	1.80	10.7	-2	5.24	-3	959
S1747	2	0.15	0.7	1.9	0.11	4.2	2	0.38	-3	>10000
S1748	144	2.92	32.7	1.0	0.56	9.5	-2	2.50	-3	2052

	Ta	Tb	Te	Th	Ti	Tl	Tm	U	V	W
	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
	PPM	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
Sample Code										
S1734	0.62	0.74	-0.05	3.1	0.52	0.03	0.25	0.7	275	0.9
S1735	0.43	0.51	-0.05	2.4	0.42	0.13	0.18	0.7	299	1.0
S1736	0.69	0.79	-0.05	6.9	0.49	0.15	0.36	1.7	261	1.2
S1737	0.64	0.64	-0.05	5.6	0.43	0.12	0.27	1.4	238	1.0
S1738	0.69	0.33	0.05	3.6	0.15	0.19	0.12	1.0	82.2	1.0
S1739	0.45	0.33	0.06	3.0	0.13	0.16	0.12	1.4	68.8	0.8
S1740	0.57	0.31	0.30	4.0	0.46	1.31	0.13	1.9	190	1.3
S1741	0.53	0.36	0.12	4.3	0.45	1.21	0.14	1.9	168	1.2
S1742	0.56	0.62	0.29	6.1	0.45	1.05	0.30	0.4	204	0.9
S1743	0.17	0.25	0.27	1.4	0.08	0.14	0.10	0.6	37.0	0.5
S1744	0.62	0.64	0.06	4.4	0.57	0.13	0.29	1.7	372	2.3
S1745	0.06	0.12	-0.05	0.4	0.04	0.08	-0.05	0.2	10.3	0.2
S1746	0.43	0.63	0.05	5.6	0.34	0.13	0.27	1.5	174	1.9
S1747	-0.05	-0.05	-0.05	-0.2	-0.01	-0.02	-0.05	-0.1	2.9	0.1
S1748	0.26	0.35	-0.05	3.1	0.12	1.33	0.17	1.7	56.9	0.6

Analyte		Y	Yb	Zn	Zr
Scheme		IMS40B	IMS40B	IMS40B	IMS40B
Analysis Unit		PPM	PPM	PPM	PPM
	Sample Code				
AV007985.066	S1734	19.8	2.0	88.0	90.8
AV007985.067	S1735	12.8	1.3	107	53.1
AV007985.068	S1736	21.8	2.3	275	121
AV007985.069	S1737	17.1	1.9	193	92.7
AV007985.070	S1738	9.6	0.9	92.8	47.3
AV007985.071	S1739	9.8	0.8	67.1	40.4
AV007985.072	S1740	8.5	0.9	130	98.2

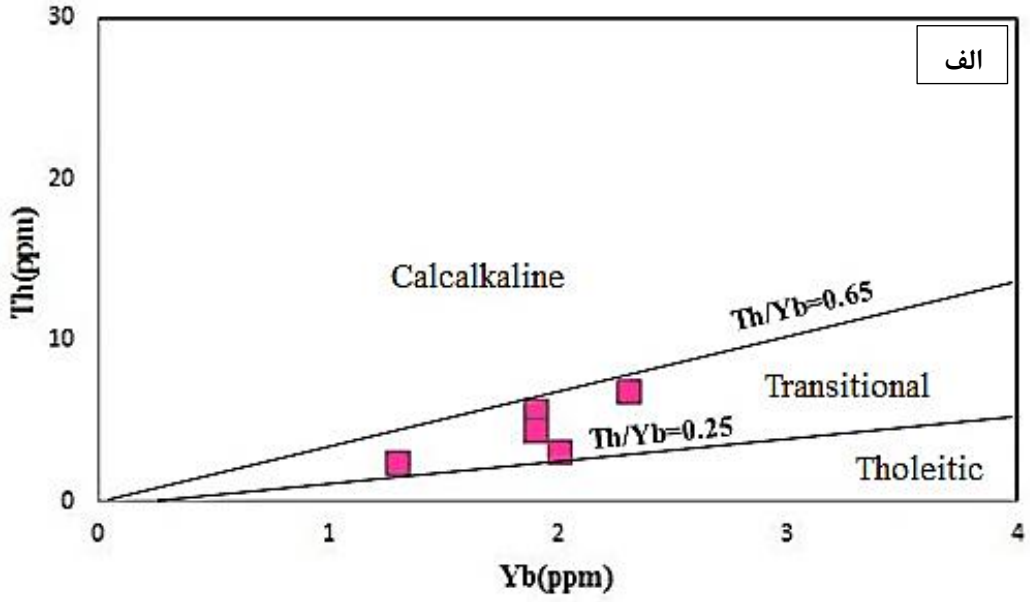
- ادامه جدول

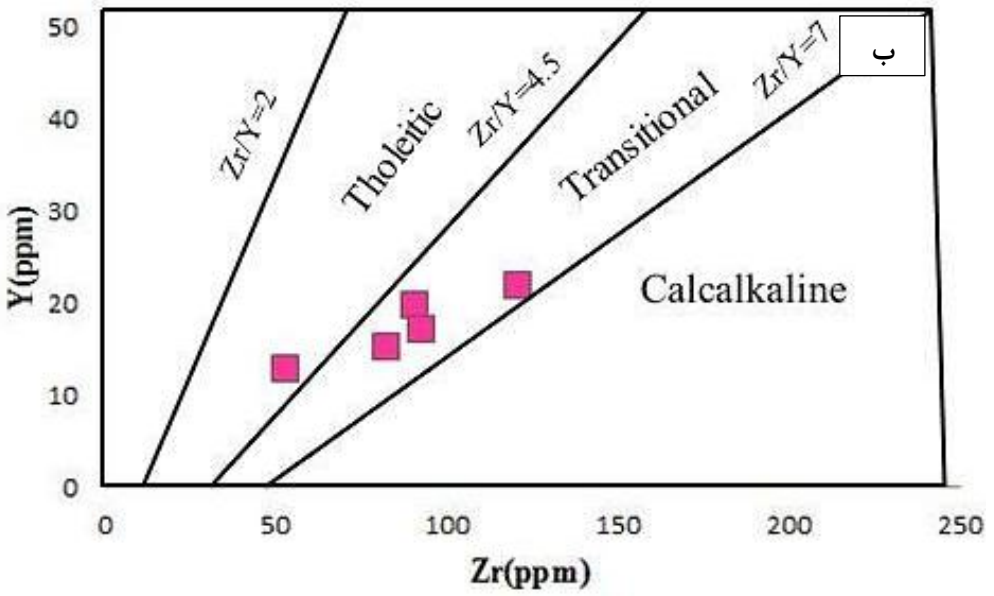
AV007985.073	S1741	8.1	0.9	149	94.6
V007985.074	S1742	18.3	2.2	83.9	134
AV007985.075	S1743	5.1	0.6	30.8	23.9
AV007985.076	S1744	15.1	1.9	108	82.1
AV007985.077	S1745	3.1	0.1	2.1	5.8
AV007985.078	S1746	18.9	2.0	159	89.3
AV007985.079	S1747	1.2	-0.1	6.1	1.1
AV007985.080	S1748	13.1	1.0	230	39.6

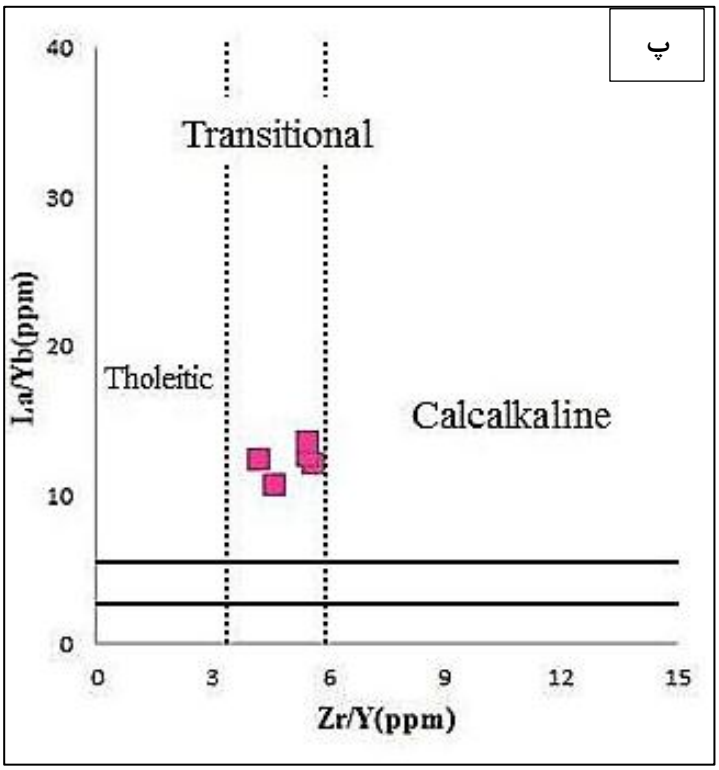
۶-۵-۱- طبقه‌بندی و تعیین ترکیب‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی

از عناصر اصلی و کمیاب برای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین و تعیین محیط تکتونیکی آن‌ها استفاده گردیده است.

در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ نسبت میانگین Yb/Th، Zr/Yb، (Zr/Y)/(La/Yb)) به ترتیب بین ۴/۵ – ۲، ۵/۵ – ۴/۱۴ و نسبت (۵/۵ – ۴/۱۴ :Zr/Y، ۱۲/۶۸ – ۱۰/۷۵:La/Yb) می‌باشد، و بر اساس نمودارهای Yb/Th ، Zr/Y، (Zr/Y) / (La/Yb) (Barrett and MacLean,1999) سنگ‌های آذرین جز سری‌های انتقالی می‌باشند (شکل ۶-۶ الف، ب و پ).

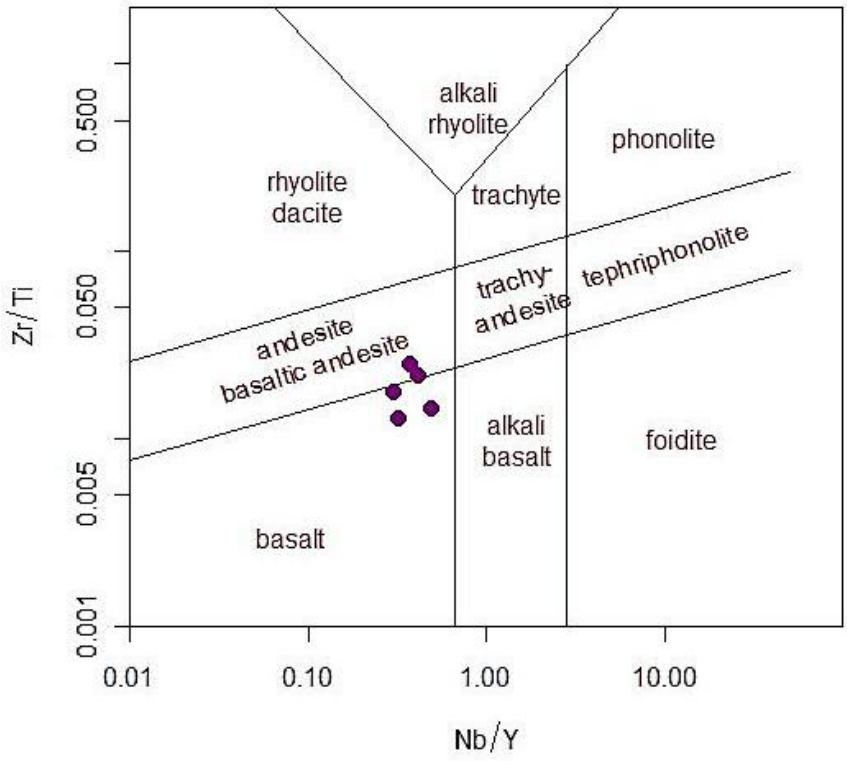

الف
Th(ppm)
Yb(ppm)
Calcalkaline
Transitional
Tholeitic
Th/Yb=0.65
Th/Yb=0.25
0
10
20
30
0
1
2
3
4


ب
Y(ppm)
Zr(ppm)
Zr/Y=2
Zr/Y=4.5
Zr/Y=7
Tholeitic
Transitional
Calcalkaline
0
10
20
30
40
50
0
50
100
150
200
250



شکل۶-۶: موقعیت نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه کوه‌ریگ در نمودار Y/Zr- Yb/Th و Zr/Y – La/Yb (Barrett and MacLean,1999)

در نمودار دوتایی Zr/Ti و Nb/Y (Pearce et al,1996) سنگ‌های آتشفشانی ترکیب بازالتی و آندزیت‌بازالت نشان می‌دهند (شکل۶-۷).



شکل۶-۷: ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از (Pearce et al,1996) که نشان‌دهنده ترکیب بازالت و آندزیت بازالت سنگ‌های محدوده کانسار است.

۶-۶- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین

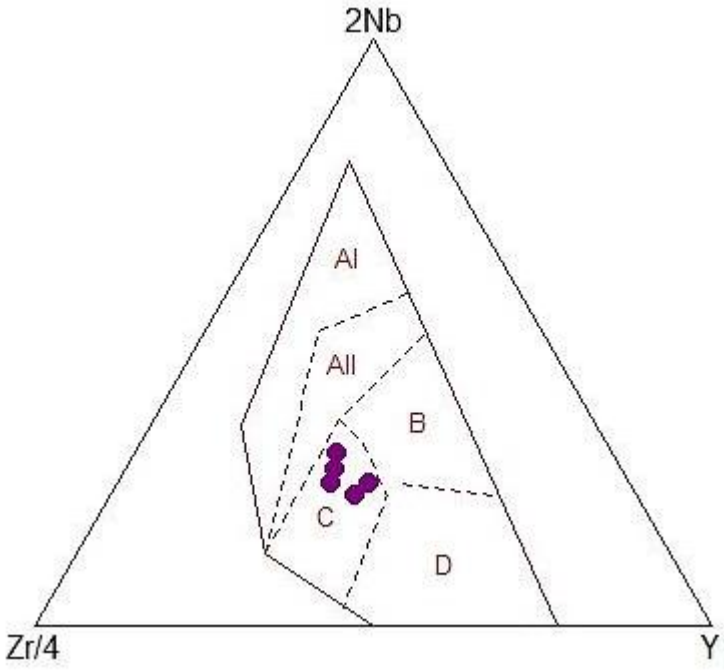
از آن‌جایی که ارتباط ویژه‌ای بین شیمی عناصر اصلی و نادرخاکی با محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها وجود دارد، امروزه از نمودارهای ژئوشیمی برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی استفاده می‌شود. در نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/4 –2*Nb –Y از (Meschede,1986) (شکل۶-۸) نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در میدان کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

AI,AII= Within- Plate alkaline basalts

AII,C= Within-Plate tholeiite

B=Mid-ocean ridge basalt

C,D=Volcanic arc basalt

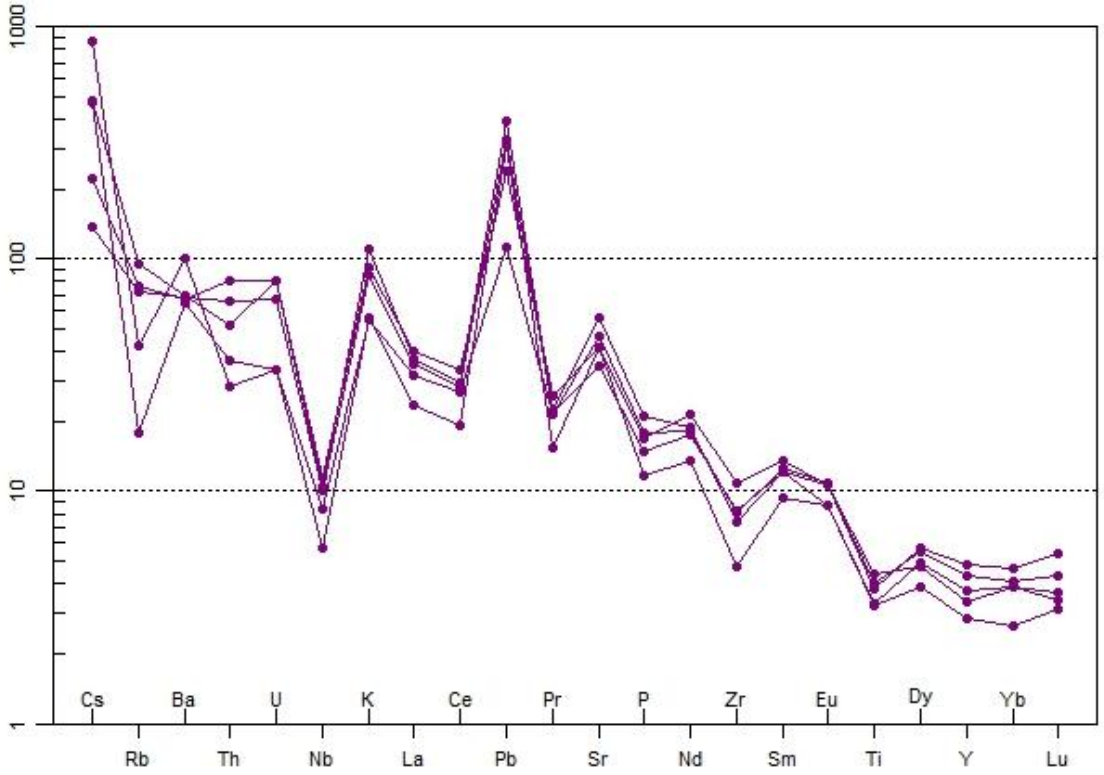


شکل۶-۸: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Zr/4 –2*Nb –Y (Meschede,1986)

۶-۶-۱- بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در سنگ‌های بازالتی

به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار (Sun ans McDonough,1989) (شکل۶-۹) استفاده شده است.

این نمودار بی‌هنجاری مثبت از عناصر Ba, K, Pb, Sr, Nd, Sm و بی‌هنجاری منفی از عناصر Rb, Nb, Zr, Ti را نشان می‌دهد. این نمودار تمرکز پایین از عناصر Nb و Ti را نشان می‌دهد که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است (Kovalenko et al,2010; Goss and Kay,2009). همچنین بی‌هنجاری منفی Nb و Ti ممکن است مرتبط با فرآیندهای پترولوژیکی مانند مشارکت پوسته قاره‌ای در فرآیندهای ماگمایی باشد.



شکل۶-۹: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun ans McDonough,1989)

۶-۷- طبقه‌بندی و تعیین شیمی کانسنگ و محیط نهشت آن‌ها

نمودار عناصر اصلی و کمیاب با استفاده‌های داده‌های حاصل از نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های کانسنگ کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ به روش (ICP-MS/OES) ترسیم گردیده که در ادامه شرح داده شده است.

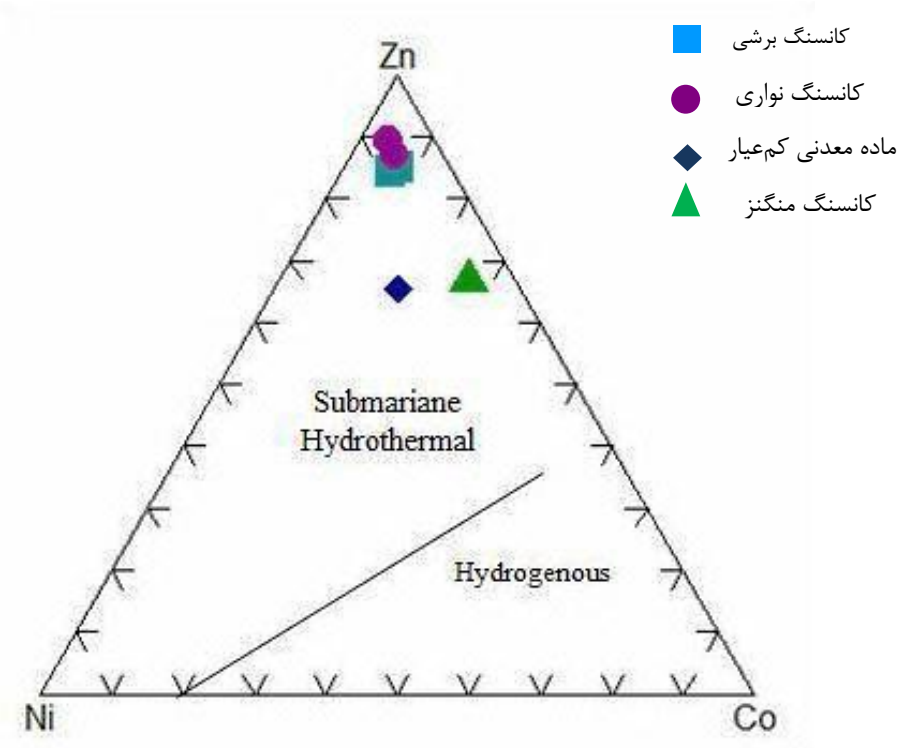
۶-۷-۱- نسبت Co/Zn

نسبت Co به Zn به وسیله (Toth,1980) به عنوان متمایز کننده کانه‌زایی نوع گرمابی از آبزاد مورد استفاده قرار گرفته است. به طوری که این نسبت برای کانسارهای گرمابی دارای میانگینی در حدود ۰/۱۵

و برای کانه‌زایی آبزاد ۲/۵ می‌باشد. در کانسار مورد مطالعه، نسبت Co/Zn، دارای میانگین ۰/۱۵۹ است که تشابه بیش‌تری با کانسارهای گرمابی دارد.

۶-۷-۲- نمودار Co-Ni-Zn

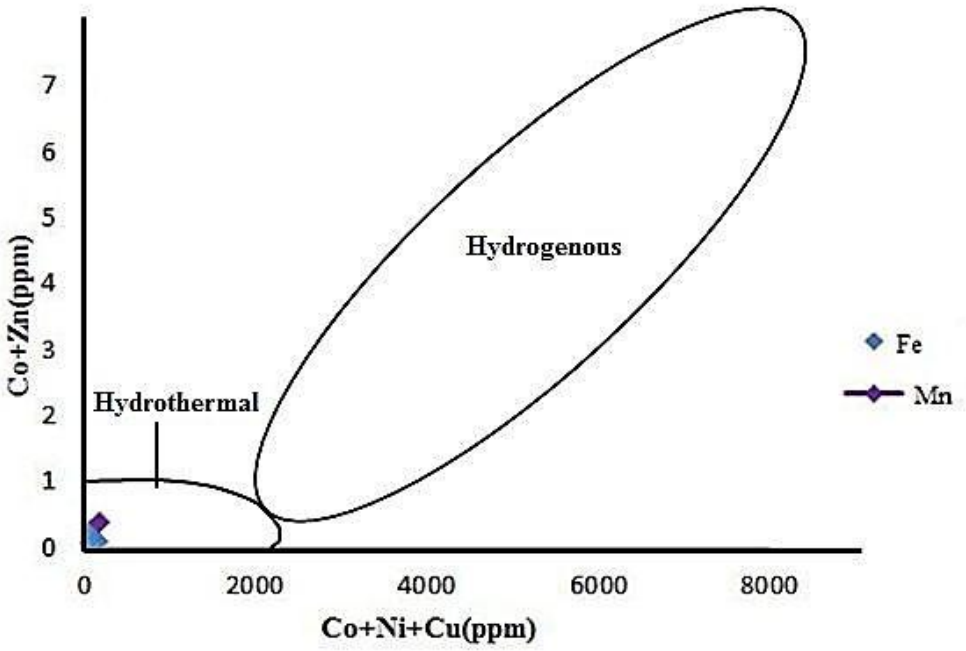
کانسارهای آبزاد فرو منگنز (ندول‌های دریاهای عمیق) از کانسارهای گرمابی زیردریایی، به وسیله بررسی کردن روابط بین عناصر Co, Ni, Zn در یک نمودار سه‌تایی از یکدیگر متمایز می‌شوند (Choi and Hariya, 1992). این نمودار نشان می‌دهد که اکسیدهای گرمابی در عناصر Co-Ni-Zn نسبت به کانسارهای رسوبی دریایی تهی شده‌اند، بر اساس نمودار زیر کانسار آهن – سلستیت در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد (شکل۶-۱۰).



شکل۶-۱۰: نمودار سه‌تایی Ni-Zn-Co از (Choi and Hariya, 1992) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه

۶-۷-۳- نمودار Co/Zn – Co+Ni+Cu

این نمودار برای تفکیک کانسارهای فرومنگنز گرمابی از آبزاد مورد استفاده قرار گرفته است (Toth,1980)، طبق این نمودار کانسارهای فرو منگنز نوع آبزاد نسبت به کانسارهای گرمابی از غنی‌شدگی بالاتری در عناصری مانند Co, Ni, Cu برخوردار می‌باشد (شکل ۶-۱۱).



شکل۶-۱۱: نمودار Co+Ni+Cu در برابر Co/Zn از (Toth,1980) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه

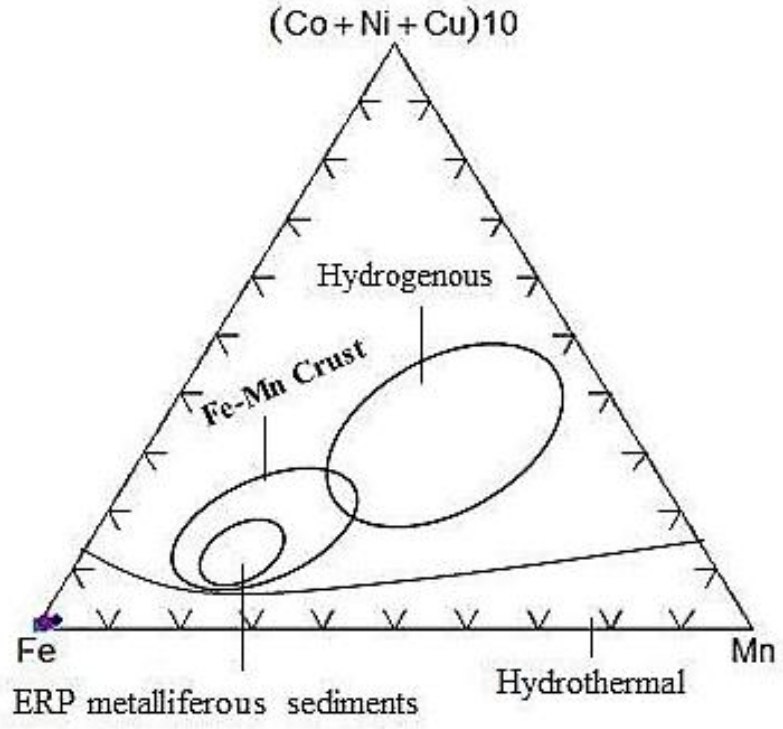
۶-۷-۴ - نمودار Mn/Fe

آهن و منگنز در موقع نهشت از سیال‌های گرمابی به گونه‌ای خاصی جدا می‌شوند که این جدایش تابع درجه حلالیت آن‌هاست. در نهشته‌های بروندمی نسبت‌های متفاوتی از Mn/Fe یعنی ۰.۱<Mn/Fe<۱۰ ایجاد می‌شوند. در حالی که برای نهشته‌های هیدروژنوس نسبت Mn/Fe و Fe/Mn برابر یک بوده است، و در نهشته‌های رسوبی دریایی نسبت Mn/Fe کوچک‌تر از واحد است (Rona,1978). در کانسار مورد

مطالعه نسبت میانگین Mn/Fe، ۰/۱۱ می‌باشد، لذا با توجه به میانگین این نسبت می‌توان گفت، کانسار مورد مطالعه در محدوده کانسارهای بروندمی قرار گرفته است.

۶-۷-۵ - نمودار Fe-(Ni+Co+Cu)*10 - Mn

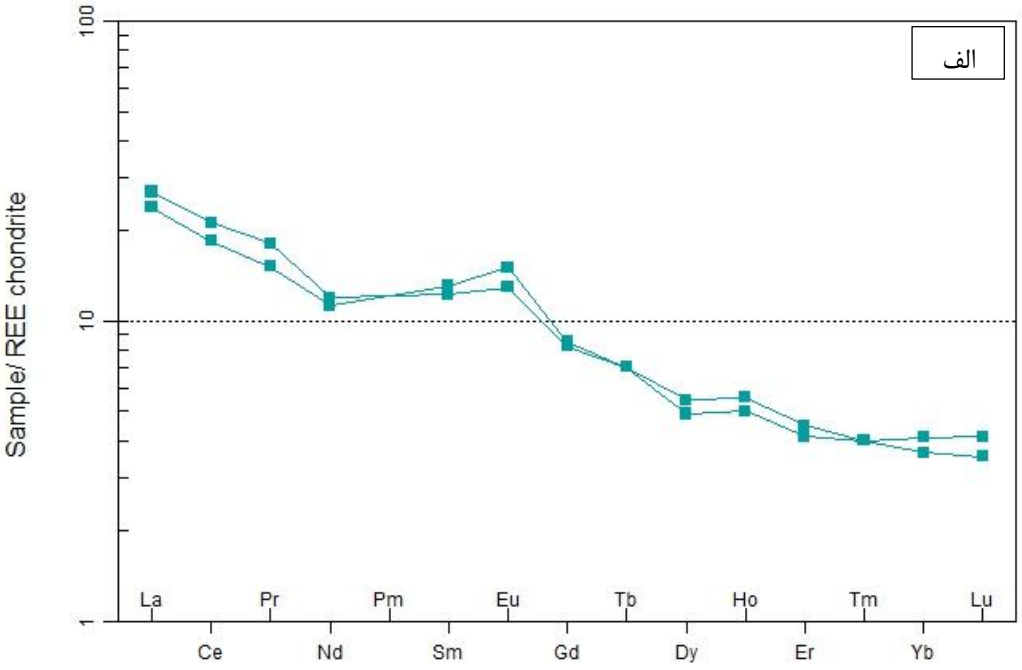
اکسیدهای آهن و منگنز، به میزان زیادی توانایی جذب کاتیون‌های مثبت را از محیط دارند. این امر به دلیل وجود بار منفی اضافی در سطح این اکسیدها صورت می‌پذیرد. از آن‌جا که در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف، فراوانی این کاتیون‌ها متفاوت است، غلظت و ماهیت این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده زایش کانسارهای آهن و منگنز باشد. به گونه‌ای که در نهشته‌های با منشأ آبزاد، میزان کاتیون‌های Ca, K, Na, Sr, Mg بالا است، در حالی که نهشته‌های ژرف اقیانوسی مانند گرهک‌ها، افزون بر این عناصر، از عناصر Co, Ni, Cu نیز غنی شده‌اند (Nicholson,1992). البته غلظت بالای عناصر ناچیز در نهشته‌های آبزاد، حاکی از طولانی بودن مدت زمان رسوب‌گذاری اکسید و هیدرواکسیدهای Fe و Mn است. این امر می‌تواند به دلیل فاصله زیاد محل رسوبگذاری از محل خروج محلول‌های گرمابی نیز باشد (Choi,1992). بر اساس مطالعات موجود در مورد نهشته‌های مختلف گرمابی و آبزاد (Bonatti,1975) موفق شد در یک نمودار مثلثی محدوده نهشته‌های گرمابی – بروندمی و آبزاد را از هم تفکیک کند. با توجه به این نمودار نمونه‌های کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در محدوده گرمابی قرار می‌گیرند (شکل۶-۱۲)



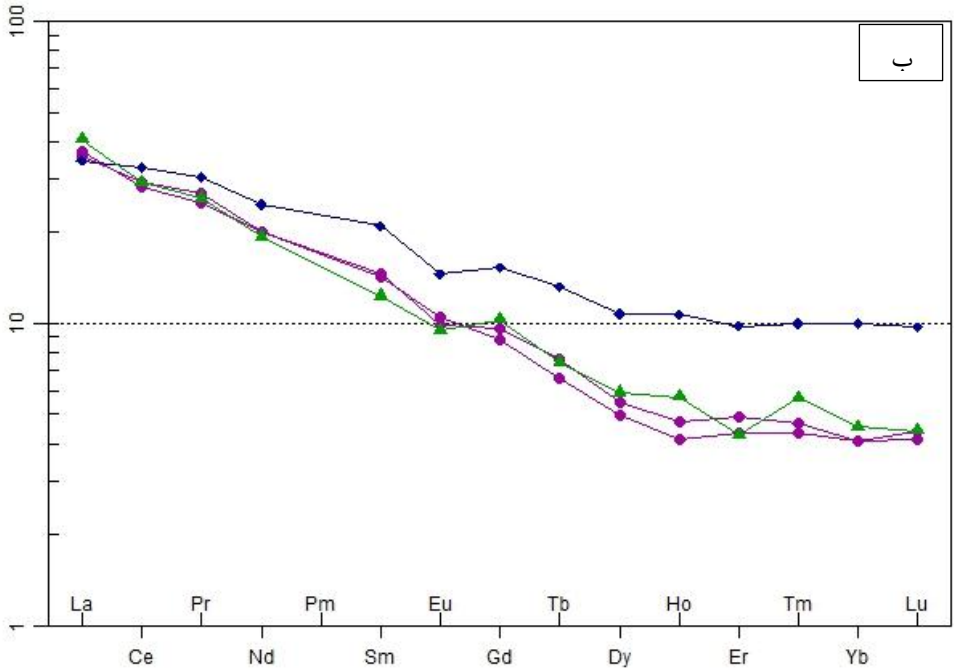
شکل ۶-۱۲: نمودار سه‌تایی Fe – (Co+Ni+Cu)*10 – Mn توسط (Bonatti,1975)، کانسار مورد مطالعه در محدوده کانسارهای گرمابی قرار گفته است. (راهنما همانند شکل ۶-۱۱ می‌باشد)

۶-۷-۶ - نمودار الگوی عناصر نادرخاکی (REE)

بر طبق نمودار نرمالیزه شده نسبت به کندریت، کانسنگ برشی به‌دلیل بالا بودن مقدار Sr^{+2} ، اندکی مقدار Eu^{+2} مثبت می‌باشد و Eu^{+2} می‌تواند جانشین Ca^{+2}، Sr^{+2} در سنگ شود (شکل۶-۱۳ الف)، محیط تشکیل کانسنگ لایه‌ای کم‌عمق و اکسیدان است و Eu^{+3} است، Eu^{+3} نمی‌تواند جانشین عنصر در سنگ شود پس وارد سنگ نمی‌شود و سنگ فقیر از Eu می‌شود (شکل۶-۱۳ ب)، (Henderson, 1984). در کانی‌های اکسیدی میزان اکثر عناصر نادر خاکی پایین‌تر از حد تشخیص می‌باشد، زیرا بر اساس (Gullers and Graf, 1984a) بیش‌تر کانی‌های اکسیدی میزبان خوبی برای REE نیستند.



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



شکل۶-۱۳: الف) نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت برای رخساره برشی، ب) نمودار عنکبوتی بهنجارشده رخساره نواری، ماده معدنی کم‌عیار و کاتسنگ منگنز (Nakamura,1974) (راهنما همانند شکل ۶-۱۱) می‌باشد.

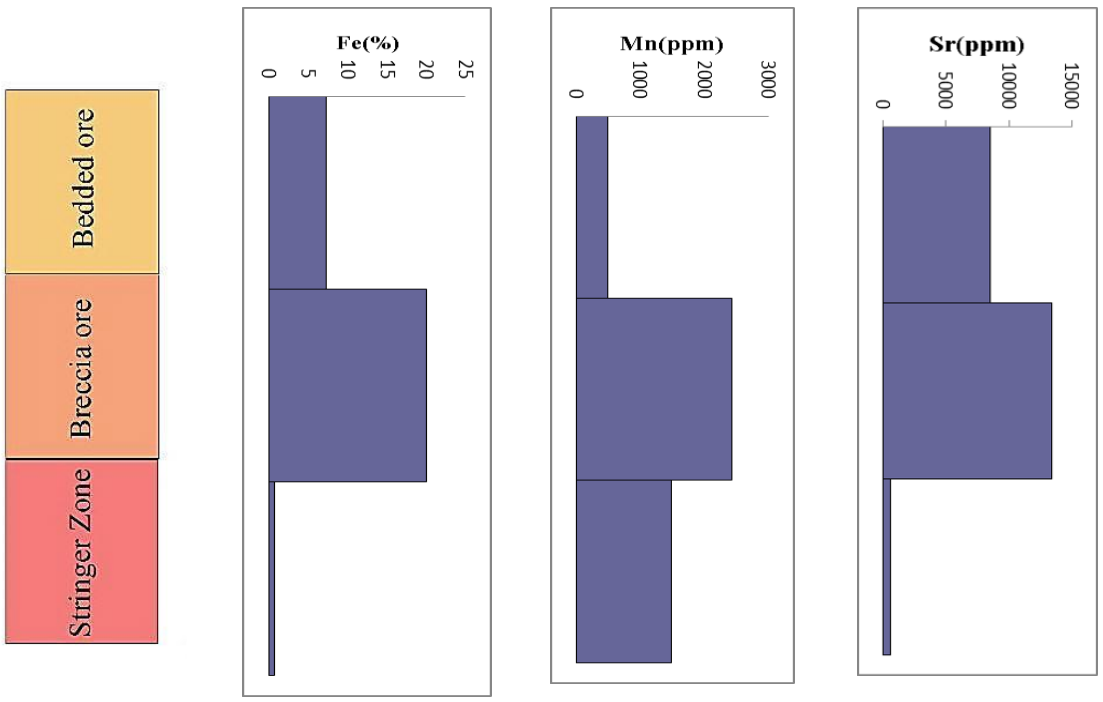
۶-۸- ستون لیتوژئوشیمیایی

به منظور روشن شدن چگونگی توزیع ژئوشیمیایی عناصر مختلف در رخساره‌های کانسنگ کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ، اقدام به تهیه مقطع لیتوژئوشیمیایی از کانسار مذکور شد (شکل۶-۱۴).

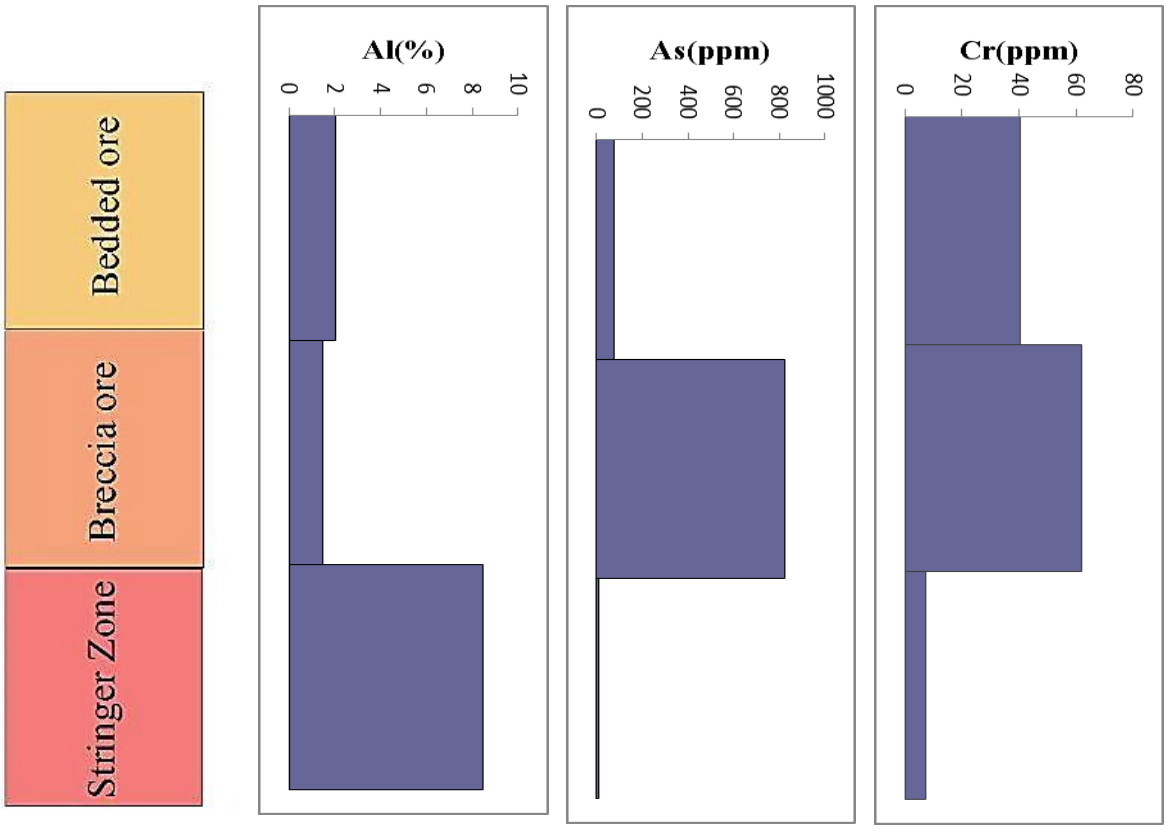
با استفاده از ستون لیتوژئوشیمیایی اینگونه استنباط می‌شود، کانسنگ برشی بالاترین عیار آهن را داراست و As در کانسنگ برشی بیش‌ترین مقدار را دارد، As یک عنصر ردیاب برای اکتشاف طلا می‌باشد، نمونه کانسنگ برشی برای آشکارسازی طلا به روش فایر اسی (Fire assy) تجزیه شد و جواب آنالیز طلا نشان نداده است (شکل۶-۱۵).

میزان Al در پهنه استرینگر به علت رخداد دگرسانی سریسیتی - آرژیلیکی بالا می‌باشد، این دگرسانی زمانی توسعه پیدا می‌کند که شرایط PH محیط برای تحرک Al چندان مناسب نباشد.

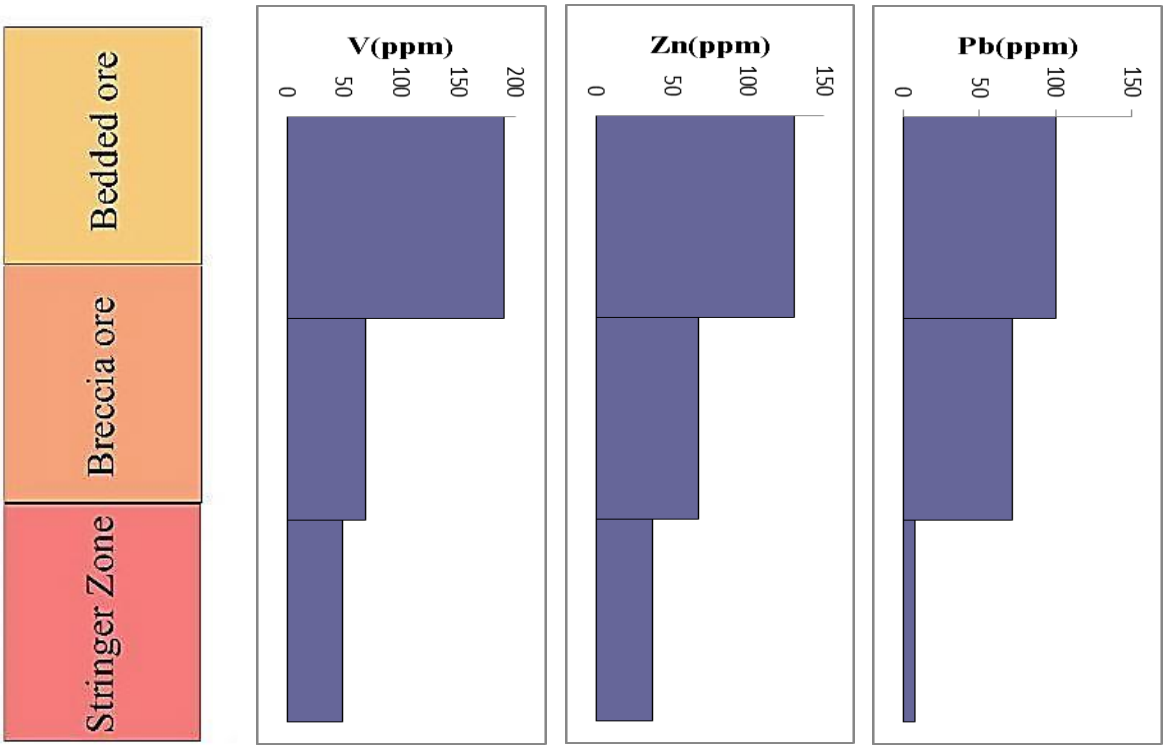
غنی‌شدگی جزئی فلزات متحرک از قبیل Pb, Zn, Cr, Sr, V مشخصه ورود محلول‌های گرمابی در هنگام ته‌نشست می‌باشد (Sylvestre et al, 2015). در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ میزان فلزات ذکر شده در سنگ میزبان، بالا می‌باشد.



شکل۶-۱۴: میزان تغییرات عناصر اصلی در رخساره رگه – رگچه‌ای، برشی و لایه‌ای در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ



ادامه شکل۶-۱۴



ZARAZMA
No.23, Taherian St, Arghavan Alley, Jonah Highway, Tehran, IRAN
Tel: +98 21 49735 Fax: +98 21 440 48 367

Client: Mr.Mahdavi
Project Private

تاریخ: ۱۳۹۵/٤/۱۲

نتایج فقط بازگو کننده نمونه های آنالیز شده می باشد./

نتایج با مهر و امضاء شرکت معتبر می باشد./

CERTIFICATE OF ANALYSIS	95ZR1121Au
95ZR1121Au	
Element	Au
Unit	ppb
DL	0.01
Method	PM-001
CO	
CO	
KR-34	<

RA = (Reassay) آنالیز مجدد انجام می گیرد

< = (5ppb) کوچکتراز موزان حد تشخیص

www.zarazma.com-email:sales@zarazma.com

شکل۶-۱۵: نتیجه آنالیز طلا به روش فایر اسی

فصل هفتم

میانبارهای سیال

۷-۱- مقدمه

همزمان با رشد بلورها به علت ناهمسانی‌هایی که در رشد آن‌ها تحت تأثیر عوامل متعدد روی می‌دهد فضاهایی در سطوح رشد بلور ایجاد شده و یا در ضمن رشد درزه‌هایی در بلورها ایجاد می‌شود که محلول-های کانه‌دار می‌توانند در آن‌ها محبوس شوند. به این گونه فضاها و محتویات داخل انکلوزیون‌های میانبارهای سیال گفته می‌شود (Roedder,1965). کانی‌های که به منظور مطالعه میانبارهای سیال نمونه-برداری می‌شوند باید بی‌رنگ و شفاف باشند. با توجه به آنچه که (Shepherd et al,1985) بیان نموده مناسب‌ترین کانی‌ها برای این منظور عبارتند از:

۱- کوارتز ۲- فلوریت ۳- هالیت ۴- کلسیت ۵- آپاتیت ۶- دولومیت ۷- اسفالریت ۸- باریت ۹- توپاز ۱۰- کاسیتریت.

علاوه بر این بایستی توجه داشت که کانی‌های نرم با رخ آسان مانند کلسیت بسیار مستعد تراوش هستند، لذا در مطالعه آن‌ها باید دقت بسیار نمود (Guilbert and Park, 1986).

۷-۲- انواع روش‌های مطالعه میانبارهای سیال

در مجموع غلظت نمک در یک فاز سیال، به علاوه دمای به دام انداختن انکلوزیون‌ها، اطلاعات کافی درباره منشأ و ماهیت محلول‌های فراگیر به دست می‌دهد. به همین دلیل دو روش اخیراً برای تعیین پارامترهای بالا به صورت زیر پیشنهاد شده است:

۱- روش مخرب

۲- روش غیر مخرب

روش غیر مخرب: معمولا فقط داده‌های کیفی یا نیمه کیفی درباره انکلوزیون‌هایی را بدست می‌دهد که برای این کار مناسب هستند در اینجا دو روش طبیعی مشاهده‌ی میکروسکوپی و ریزگرماسنجی، میکروترمومتری برای امتحان کردن انکلوزیون‌های سیال استفاده می‌شود.

روش مخرب: اطلاعات کمی تا نیمه کمی را درباره ترکیب کانی‌شناسی فازهای جامد، مایع و گاز آن با هم با تخریب انکلوزیون‌ها به دست می‌دهد.

به واسطه اهمیت داده‌های زمین گرماسنجی در سنگ‌شناسی کانه‌ها، به همان نسبت انکلوزیون‌های سیال، راهنمای مفید برای اکتشاف توده‌های کانساری پنهان یا برای بازسازی خصوصیات سیالات کانه‌ساز هستند.

۷-۳- انواع میانبارهای سیال بر اساس زمان تشکیل

الف) میانبارهای سیال اولیه

ب) میانبارهای سیال ثانویه

ج) میانبارهای سیال ثانویه کاذب

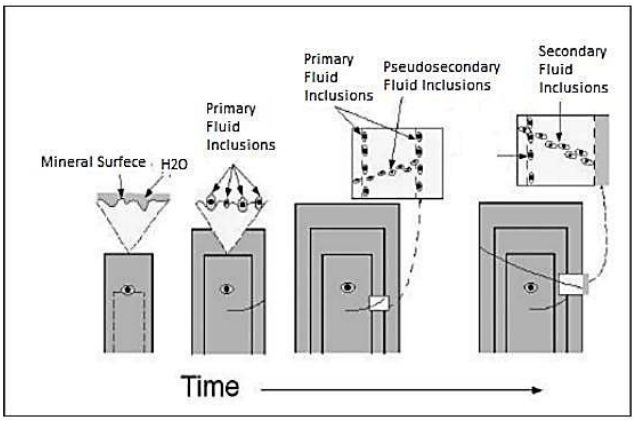
در شکل ۷-۱ انواع میانبارهای سیال بر اساس زمان تشکیل نشان داده شده‌اند.

چنانچه به دام افتادن سیالات در مرحله رشد کانی میزبان اتفاق افتد به آن میانبارهای سیال اولیه (primary inclusion) گفته می‌شود، که دارای مشخصات زیر می‌باشند:

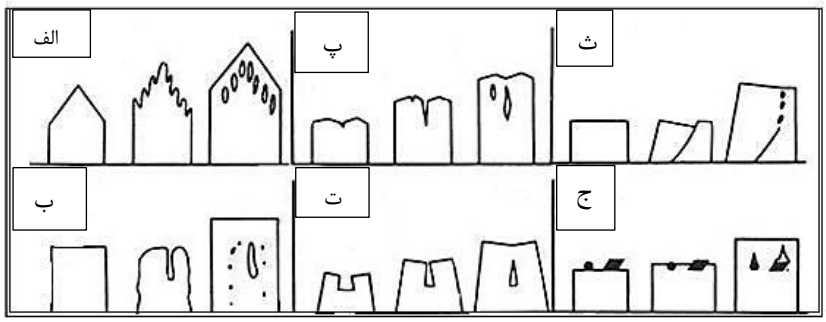
- معمولا شکل هندسی منظم دارند.
- اندازه آن‌ها در مقایسه با نوع ثانویه بزرگتر است.
- در امتداد سطوح رشد بلورها قرار دارند.
- با فاصله از یکدیگر قرار دارند.

در (شکل ۷-۲) برخی از مکانیزم‌های مؤثر در به تله افتادن میانبارهای اولیه نشان داده شده است. میانبارهای سیال ثانویه معمولاً در امتداد درزه‌ها قرار دارند، بی‌شکل و یا کشیده هستند و یا حالت صفحه-ای دارند. چنان‌چه در حین رشد بلورها درزه‌هایی در بلور ایجاد شود و محلول در فضای این درزه‌ها قرار گیرد به گونه‌ای که این درزه‌ها در مراحل بعدی رشد بلور پوشیده شود، میانبارهای سیالی که در این

فضاها قرار می‌گیرند به عنوان ثانویه کاذب شناخته می‌شوند. این‌گونه انکلوزیون‌ها ترکیب شیمیایی و دماسنجی مشابه انکلوزیون‌های اولیه از خود نشان می‌دهند. از آن جایی که این گونه شکستگی‌ها در مقطعی از رشد بلور ایجاد شده‌اند معمولاً تا حاشیه بلور ادامه ندارند. این در حالی است که شکستگی‌هایی که در آن‌ها میانبارهای سیال ثانویه شکل گرفته‌اند از حاشیه بلور شروع شده و تا داخل بلور ادامه می-یابند.



شکل۷-۱: طرح شماتیک شکل‌گیری میانبارهای اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب در طول رشد بلور (Bodnar,2003)



شکل۷-۲: مکانیزم‌های مؤثر در به دام افتادن میانبارهای اولیه (Roedder, 1984)) الف) رشد دندریتی سریع، پوشیده شدن حفرات ایجاد شده در اثر رشد بعدی، ب) انحلال بخشی از بلورهای از قبل موجود به صورت شکاف‌های مقعر عمیق، سیال موجود در این بخش در نتیجه رشد مجدد سطح بلور به دام می‌افتد، پ) میانبارها بین حفرات مارپیچی انفرادی به تله افتاده و گهگاهی در مرکز رشد مارپیچی واقع می‌شوند، ت) سیال در نتیجه رشد غیرموازی بلوک‌های بلور به دام می‌افتد ث) شکستگی در سطح رشد بلور منجر به رشد ناقص و به تله افتادن میانبارها می‌شود، ج) هر جسم خارجی که روی سطح رشد بلور قرار بگیرد ممکن است به صورت یک میانبار جامد توسط بلور دربرگرفته شود، که در نتیجه بعضی از سیالات همراه آن در بلور به دام می‌افتد.

۷-۴- انواع میانبارهای سیال بر اساس نوع و تعداد فاز

بر اساس نوع و تعداد فازهایی که در میانبارهای سیال وجود دارد، آن‌ها را به انواع زیر تقسیم می‌کنند (جدول۷-۱).

جدول ۷-۱: رده‌بندی انواع میانبارهای سیال بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آن‌ها (Shepherd et al,1985)

نوع انکلوزیون	فازهای اصلی	مثال	علائم اختصاری
مایع(تک فاز)	L=%۱۰۰		L
غنی از مایع(دوفاز)	L>%۵۰		L+V
غنی از گاز(دوفاز)	V=%۸۰-۵۰		V+L
گاز(تک فاز)	V=%۱۰۰		V
غنی از املاح(چند فاز)	L=متغیر		S+L±V
مایع غیر قابل امتزاج	L_1+L_2		$L_1+L_2±V$
حاوی شیشه	GL>%۵۰	----------	GL±V±S
L:مایع V:بخار S:جامد GL:شیشه			

۷-۵- روش کار

برای مطالعات میانبارهای سیال کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ دو نمونه که یکی از رگه‌های سیلیسی (شکل۷-۳ الف و ب) و دیگری از رگه کلسیت – باریت - کوارتز (شکل۷- ۵ الف، ب) انتخاب شده است. و جهت تهیه مقاطع دوبرصیقلی به دانشگاه تربیت مدرس فرستاد شد. مطالعات میانبارهای سیال برروی ۲ نمونه دوبرصیقل (Thin Sections Doubly Polished) صورت پذیرفت. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی در

آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک Stage:THMS600 با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب است صورت گرفت، دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP) مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است.

کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ۰.۶± درجه بوده که با نیترات سزیم (Cesium nitrate) و با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ۰.۲± درجه و با ماده استاندارد ان- هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴.۳- درجه سانتی‌گراد انجام گرفت.

۷-۶ -۱- پتروگرافی میانبارهای سیال

در مطالعه پتروگرافی، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه میانبارهای سیال (Shape* Size)، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه، ثانویه کاذب)، محتویات میانبارهای سیال (L+V+S) نسبتV/L ، نوع کانی‌های دختر (با توجه به شکل کریستالی و مورفولوژی ظاهری)، پدیده‌هایی مانند Leakage و Necking down مورد بررسی قرار می‌گیرد.

برخی پدیده‌ها مانند باریک شدگی (Necking down) (شکل۷-۳ ج) و Leakage باعث می‌شوند تا داده‌ها و نتایج میانبارهای سیال قابل اعتماد نگردد لذا از مطالعه حرارت‌سنجی آن‌ها صرف‌نظر شده است.

مطالعات پتروگرافی میانبارها با بزرگنمایی‌های ۵۰۰ و ۸۰۰ انجام گرفته است.

۷-۶-۲- رده‌بندی میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت

میانبارهای سیال در مقاطع مورد مطالعه برطبق معیارهای (Roedder,1984) و (Shepherd,1985) به اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب طبقه‌بندی شده‌اند. میانبارهای اولیه و ثانویه در نمونه مشاهده گردید که در عکس‌ها نیز به‌خوبی قابل تشخیص هستند.

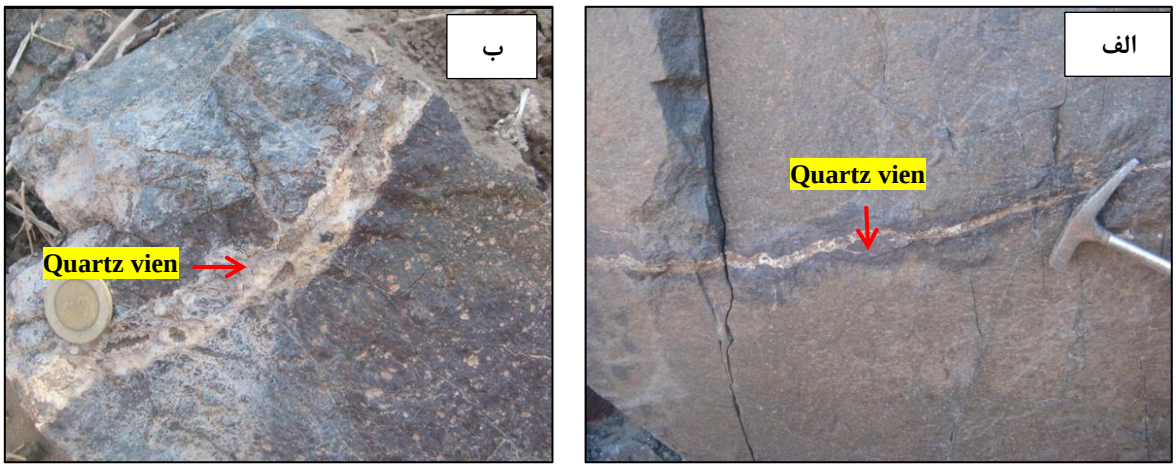
۷-۶-۳- انواع میانبارهای سیال در رگه‌سیلیسی با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت

میانبارهای موجود در نمونه‌ها شامل انواع:

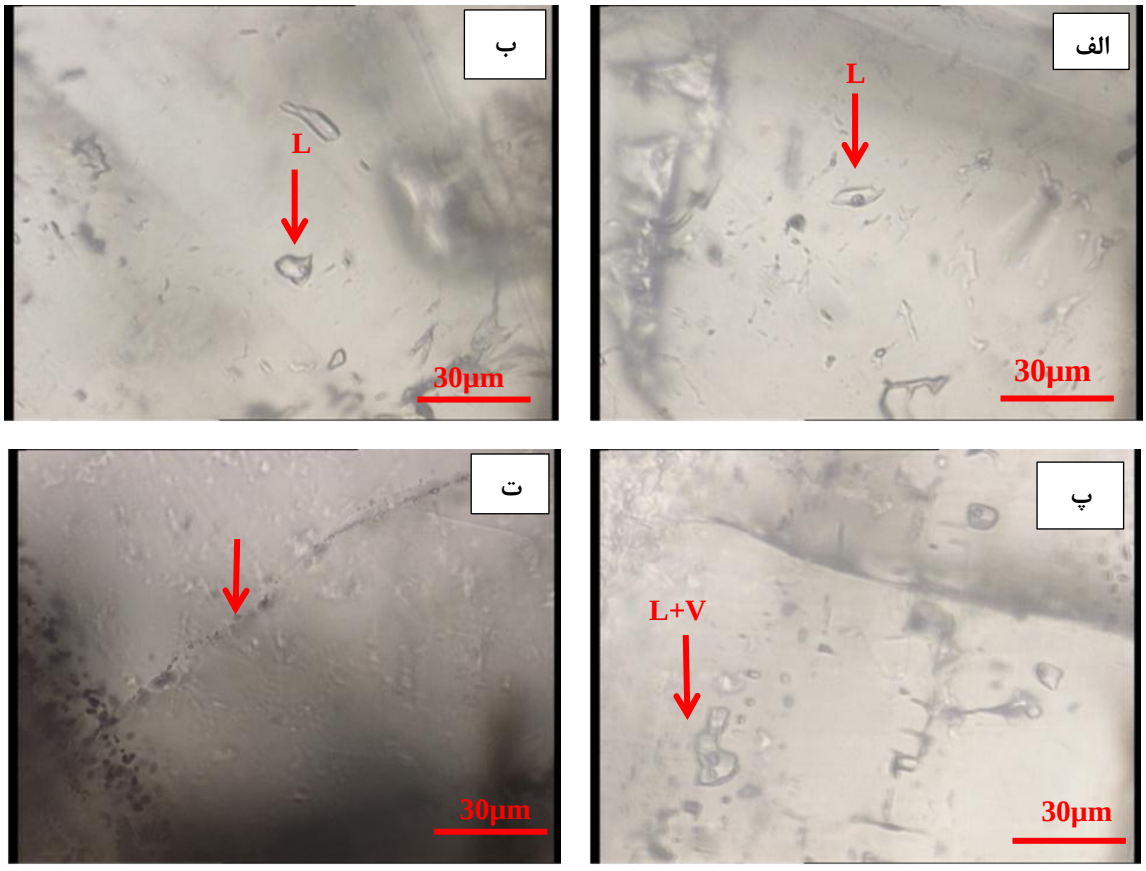
A: دو فازی مایع-گاز L+V (Liquid rich)

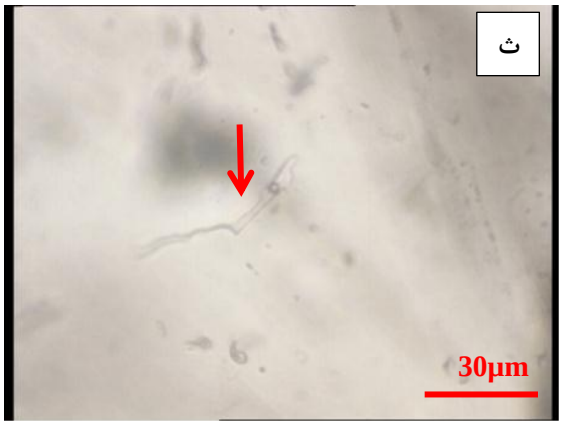
B: تک فاز مایع L (Liquid)

پارامترهای دمایی بر روی میانبارهای نوع A صورت گرفت (شکل۷-۴). این میانبارها به صورت دوفازی بوده یا به عبارت دیگر متشکل از مایع آبگین و حباب بخار هستند، حباب بخار حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم میانبار را اشغال کرده است در واقع درجه پرشدگی این نوع از میانبارها در حدود ۰/۷ الی /۰۸ است. این میانبارها به اشکال کشیده و بلور منفی (به تبعیت از کانی میزبان) مشاهده می‌شوند. شوری این تیپ در محدوده ۰/۶ الی ۶/۴۷ درصد وزنی نمک طعام است. همگن شدن نیز در بازه دمایی ۱۲۹تا ۲۹۸ درجه سانتی‌گراد رخ داده است. در میانبارهای مورد مطالعه، همگن شدن فاز بخار به فاز مایع رخ داد (V+L-L)، و هیچ‌گونه همگن شدن به فاز بخار در نمونه‌ها مشاهده نگردید.



شکل۷-۳: الف) رگچه‌های سیلیسی با میزبان آندزیت بازالت ب) نمونه دستی از رگه‌های سیلیسی با میزبان آندزیت بازالت





شکل۷-۴: الف و ب) میانبارهای دو فازی غنی از مایع، پ) میانبارهای دو فازی غنی از مایع و گاز، ت) میانبارهای ثانویه، ث) پدیده باریک شدگی

۷-۶-۴- رده بندی میانبارهای سیال در رگه‌ی کلسیت – باریت – کوارتز با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت دگرسان شده

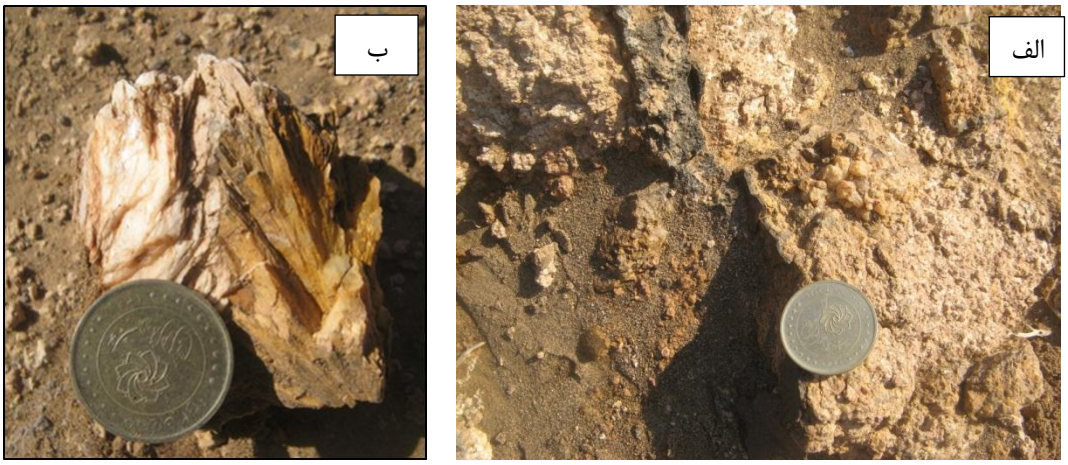
میانبارهای سیال در مقاطع مورد مطالعه برطبق معیارهای (Roedder, 1984) و (Shepherd,1984) به اولیه و ثانویه طبقه‌بندی شده‌اند. میانبارهای اولیه و ثانویه در عکس‌ها نیز به‌خوبی قابل تشخیص هستند.

۷-۶-۵- انواع میانبارهای سیال در رگه‌ی کلسیت – باریت – کوارتز با میزبان سنگ‌های آندزیت بازالت دگرسان شده

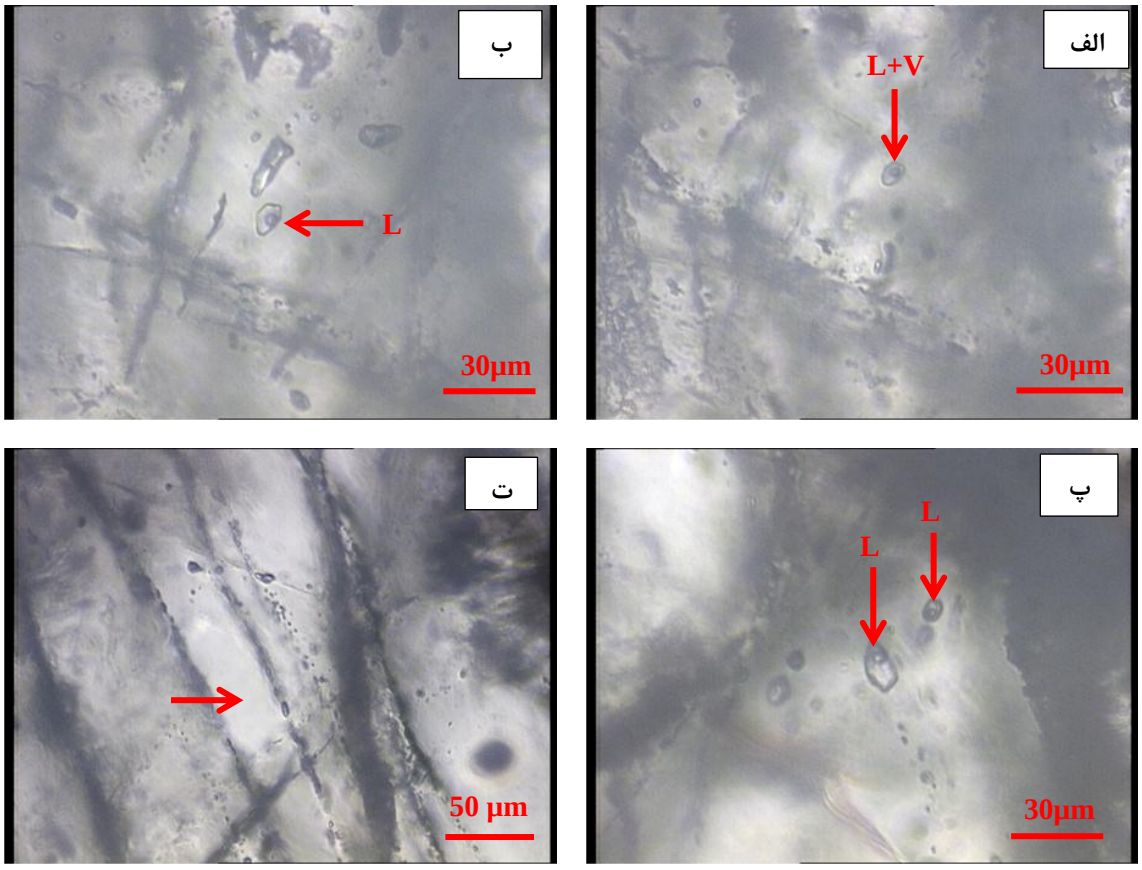
A: میانبار دو فازی غنی از مایع متشکل از حباب بخار و مایع آبگین (حباب بخار در حدود ۳۵ درصد حجم میانبار را تشکیل داده است) (شکل ۷-۶ الف).

B: میانبار دو فازی غنی از مایع (شکل۷-۶ ب و پ).

قابل ذکر است در این نمونه مطالعات میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت صورت گرفته است.



شکل۷-۵: الف) تصویر صحرایی از رگه کلسیت - باریت – کوارتز، ب) نمونه دستی از رگه کلسیت - باریت – کوارتز



شکل۷-۶: الف) میانبارهای دو فازی غنی از مایع و گاز، ب و پ) میانبارهای دو فازی غنی از مایع، ت) میانبارهای ثانویه در امتداد رخ

۷-۶-۶- مطالعات دماسنجی میانبارهای سیال

مطالعات میکروترمومتری بر اساس مشاهدات دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیال درگیر، طی مراحل سرمایش و گرمایش بنا شده است. نتایج این مطالعات در جدول (۷-۲) ارائه شده است.

۷-۶-۶-۱- گرمایش

به منظور انجام مطالعات میکروسکوپی و تعیین درجه حرارت تشکیل کانی‌ها، نمونه‌ها را در اتاقک قرار داده و درجه حرارت را به قدری افزایش می‌دهند تا میانبارهای سیال تبدیل به یک فاز یکنواخت گردد. این درجه حرارت را درجه حرارت یکنواختی می‌نامند. این دما پایین‌ترین دمای به دام افتادن سیال کانه-ساز یا دمای تشکیل کانی می‌باشند. درجه حرارت همگن شدگی میانبارهای سیال دو فازی با تبدیل بخار به مایع صورت گرفته است. در نمونه‌های حاوی بخار بالا با تبدیل مایع به بخار دمای همگن شدگی ثبت می‌شود. در شکل (۷-۵ و ۷-۶) هیستوگرام دمای همگن شدگی نشان داده شده است. بیش‌ترین فراوانی دمای همگن شدن مربوط به گستره دمایی ۲۰۰ تا ۲۳۴ درجه سانتی‌گراد در نمونه سیلیسی (شکل۷-۷) و بیش‌ترین فراوانی دمای همگن شدن در نمونه کلسیت – باریت – کوارتز مربوط به گستره دمایی ۲۱۰ تا ۲۴۹ می‌باشد (شکل۷-۸).

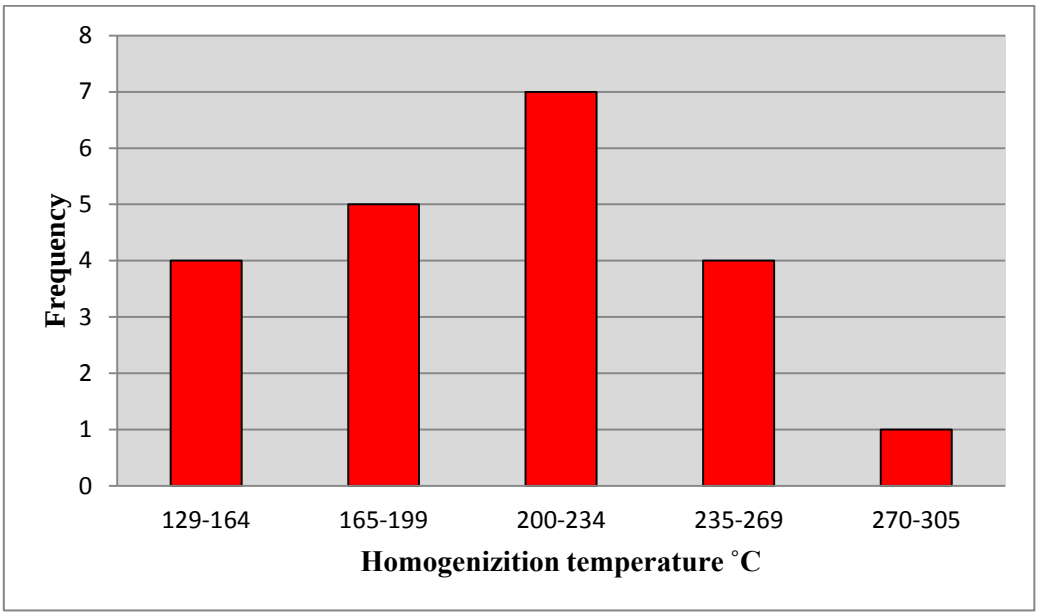
در جدول ۷-۲ نتایج آنالیز مربوط به دما و تعیین شوری در میانبارهای سیال آورده شده است.

جدول۷-۲: نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در میانبارهای سیال کوارتزی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

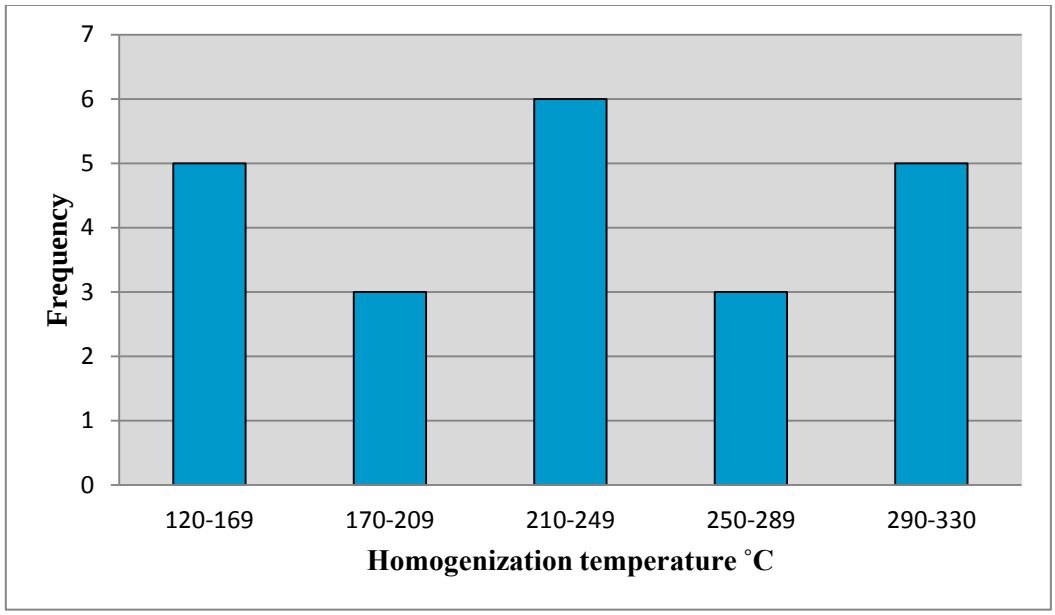
n	Size(µm)	Type	Te (°C)	Tmice (°C)	wt% NaCl	Thv-l (°C)
1	25	L+V	در محدوده ۲۱- تا ۳۰- درجه سانتیگراد	-1.5	2.50	190
2	15	L+V		-1.8	3.03	195
3	9	L+V		-2	3.39	185
4	10	L+V		-1	1.57	190
5	7	L+V		-3.9	6.47	206
6	15	L+V		-0.6	0.80	129
7	20	L+V		-0.6	0.80	130
8	17	L+V		-0.6	0.80	130
9	10	L+V		-1	1.57	166
10	15	L+V		-0.6	0.80	230
11	10	L+V		-0.5	0.60	245
12	18	L+V		-0.5	0.60	130
13	15	L+V		-0.6	0.80	220
14	10	L+V		-0.6	0.80	228
15	9	L+V		-0.5	0.60	298
16	10	L+V		-2	3.39	228
17	6	L+V		-0.5	0.60	239
18	10	L+V		-0.5	0.60	225
19	12	L+V		-1.5	2.50	246
20	15	L+V		-0.5	0.60	258
21	10	L+V		-1.5	2.50	213

جدول۷-۳: نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در میانبارهای سیال کلسیت در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

n	Size (µm)	Type	Origin	Te (°C)	Tmice (°C)	Tmhh (°C)	wt% NaCl	wt% CaCl2	wt % NaCl/(NaCl+CaCl2)	wt % NaCl+CaCl2	Thv-l
1	17	L+V	P	در محدوده ۲۱- تا ۳۰- درجه سانتیگراد	-7.5	.....	11.27	.....	.....	.....	176
2	17	L+V	P		-8	.....	11.84	.....	.....	.....	204
3	10	L+V	P		-8.5	.....	12.4	.....	.....	.....	162
4	15	L+V	P		-8.5	.....	12.40	.....	.....	.....	250
5	7	L+V	P		-6	.....	9.41	.....	.....	.....	150
6	8	L+V	P		-7.5	.....	11.27	.....	.....	.....	150
7	10	L+V	P		-7.5	.....	11.27	.....	.....	.....	139
8	10	L+V	P		-7.5	.....	11.27	.....	.....	.....	290
9	8	L+V	P		-7	.....	10.67	.....	.....	.....	300
10	10	L+V	P		-1.3	.....	2.13	.....	.....	.....	175
11	10	L+V	P		-4.5	.....	7.36	.....	.....	.....	241
12	10	L+V	P		-4.5	.....	7.36	.....	.....	.....	220
13	20	L+V	P		-6	.....	9.41	.....	.....	.....	222
14	7	L+V	P		-4.5	.....	7.36	.....	.....	.....	225
15	10	L+V	P		-2.5	.....	4.24	.....	.....	.....	285
16	10	L+V	P		-6	.....	9.41	.....	.....	.....	270
17	6	L+V	P		-4	.....	6.62	.....	.....	.....	238
18	8	L+V	P		-4.5	.....	7.36	.....	.....	.....	230
19	7	L+V	P		-4.5	.....	7.36	.....	.....	.....	310
20	10	L+V	P		-7	.....	10.67	.....	.....	.....	315
21	8	L+V	P	-52	-15.6	-26	9.35	9.2	0.5	18.55	120
22	10	L+V	P	-52	-14	-24	11.62	5.85	0.67	17.47	314



شکل ۷-۷: نمودار هیستوگرام درجه همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها در نمونه‌ی رگه‌ی سیلیسی کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ که بیش‌ترین فراوانی متعلق به محدوده حرارتی ۲۰۰ تا ۲۳۴ می‌باشد.



شکل ۷-۸: نمودار هیستوگرام درجه همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها در نمونه ی کلسیت – باریت – کوارتز کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ که بیش‌ترین فراوانی متعلق به محدوده حرارتی ۲۱۰ تا ۲۴۹ می‌باشد.

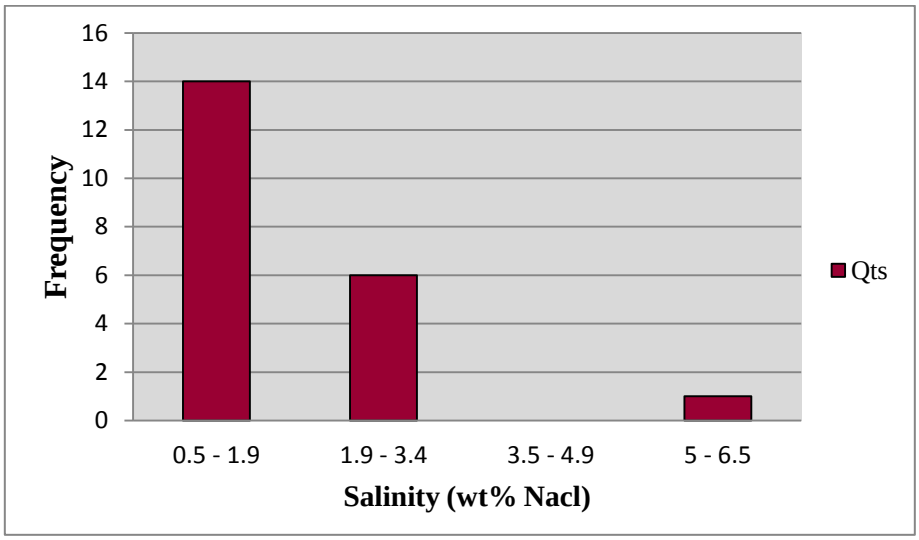
۷-۶-۶-۲- سرمایش

به طور کلی، سرمایش به فرآیندی گفته می‌شود که در طی آن یک سیال درگیر به زیر دمای اتاق سرد می‌شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود. در این روش ابتدا دما افزایش داده شد تا یخ شروع به ذوب شدن کند. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر اولین دمایی که در آن یخ ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد(Bodnar et al,1994). با ادامه روند گرم کردن ذوب بلورهای یخ ادامه می‌یابد تا جایی که آخرین بلور یخ از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی یخ (Tm) نامیده شده و نشان دهنده میزان شوری سیال است.

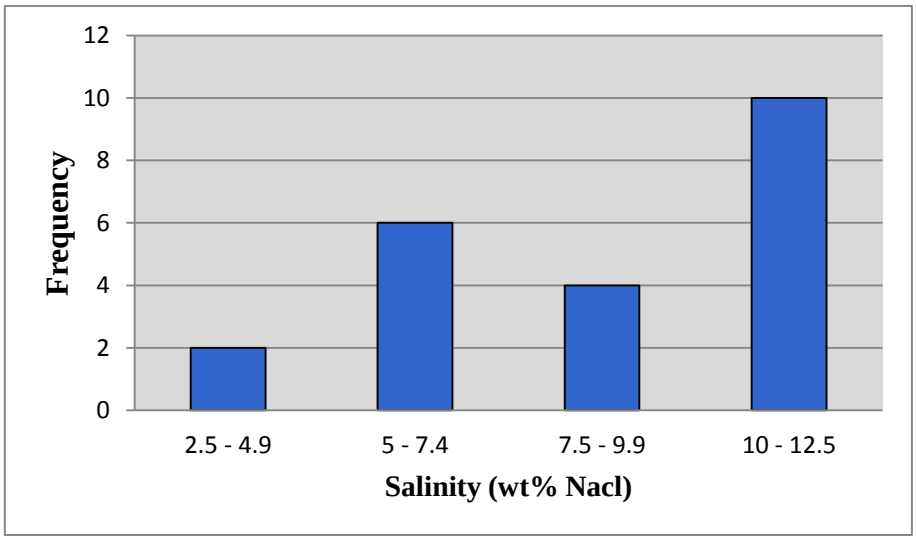
نتایج به دست آمده از عمل سرمایش زیاد است، اما اساساً عبارت است از: تعیین ترکیب و چگالی سیال. برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات سرمایش بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای سیال است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول است. این امر با اندازه گیری دمای ذوب نهایی یخ در هنگام حرارت دادن مجدد میانبارهایی که قبلاً منجمد شده‌اند، قابل حصول است. به دلیل دشواری تشخیص نوع نمک در سیال درگیر، معمولاً دمای ذوب یخ را به صورت معادل وزنی نمک طعام گزارش می‌کنند. در مورد سیالات درگیر مورد مطالعه، به علت عدم حضور بلور نمک به صورت فاز جامد نمی‌توان از دمای انحلال فاز جامد به منظور تعیین شوری استفاده نمود؛ لذا از معادله زیر که برای سیستم‌های دو فازه فاقد بلور نمک ارائه شده، استفاده شده است (Hall et al, 1988). در این تحقیق میزان شوری به صورت درصد وزنی نمک طعام (wt% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) با استفاده از این معادله محاسبه شده‌است.

Salinity (wt%NaCl) =1.76958 Tm- 4.2384*10-2 Tm 2+5.3*10-4 Tm 3+0.28

در رابطه مذکور θ دمای ذوب آخرین تکه یخ پس از انجماد سیال درگیر است. با توجه به فرمول ارائه شده سیالات موجود رگه‌ی سیلیسی دارای شوری بین ۰/۶ تا ۶/۴۷ درصد وزنی معادل نمک طعام (شکل۷-۹) و رگه‌ی کلسیت – باریت – کوارتز دارای شوری بین ۲/۱۳ تا ۱۲/۴ (شکل ۷-۱۰) هستند.

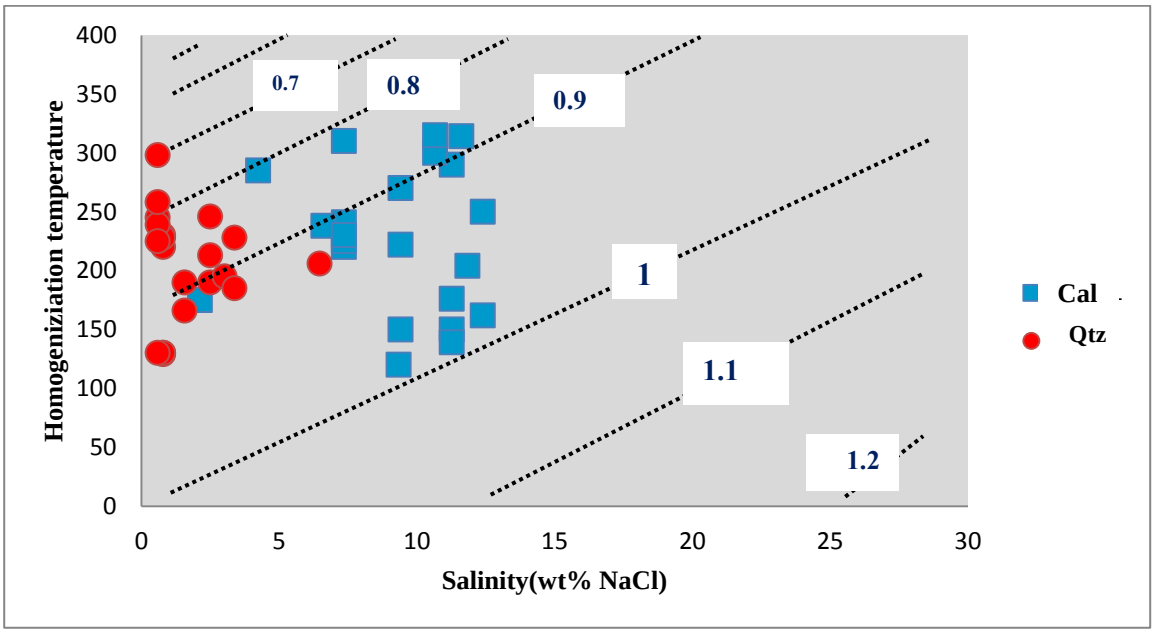


شکل۷-۹: نمودار هیستوگرام شوری میانبارهای سیال در کانی کوارتز بیش‌ترین فراوانی متعلق به محدوده شوری ۱/۹ – ۰/۵



شکل۷-۱۰: نمودار هیستوگرام شوری میانبارهای سیال در کانی کلسیت (در رگه کلسیت – باریت – کوارتز) بیش‌ترین فراوانی متعلق به محدوده شوری ۱۲/۵ - ۱۰

بر اساس نمودارهای ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن، چگالی سیالات مؤثر در سیستم‌های کانه‌زایی را می‌توان تعیین کرد (Brown,1989)، چگالی میانبارهای سیال نمونه‌های بررسی شده در محدوده چگالی کم‌تر از ۱ قرار می‌گیرند (شکل۷-۱۱).

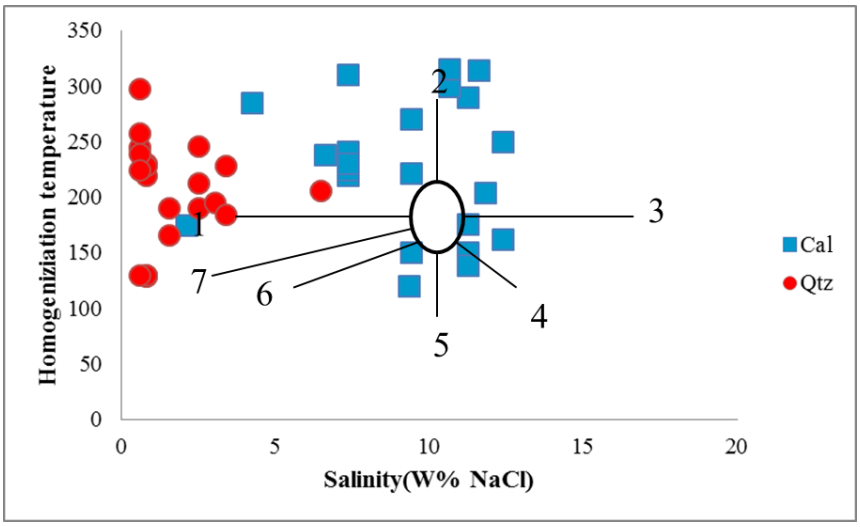


شکل۷-۱۱: نمودار تعیین چگالی میانبارهای سیال بر حسب دمای همگن شدن و شوری در کانسار آهن - سلستیت کوه-ریگ بر گرفته از نمودار تعیین چگالی (Brown, 1989)

۷-۶-۶-۳- تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار

در فرآیندهای ایجاد سیالات مختلف مکان‌های متفاوت سیالات به وسیله‌ی انواع فرآیندهای ایجاد جوش یا جوشش با ایجاد بخار و در سیستم‌های باز و از دست دادن H_2O پدید می‌آیند. جوشش و اختلاط سیالات دو عامل مهمی است که معمولاً شرایط لازم برای ته‌نشست کانسارها را فراهم می‌آورند و باعث فوق اشباع شدن سریع سیال گرمابی در محدوده‌ی سنگ‌ها و ته‌نشست کانسارها می‌شوند (Wilkinson, 2001). انواعی از شوری و Th متفاوت که باعث فرآیند ایجاد سیالات مختلف می‌شود را نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001).

با توجه به این شکل معلوم می‌شود که اغلب میانبارهای سیال کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در محدوده یک و سه واقع می‌شوند (شکل۷-۱۲)، این موضوع بیانگر اختلاط سیال با آب جوی، رقیق‌شدگی و کاهش دما آن‌هاست.



1- Isothermal mixing

2- Heating/Depressurization

3- Isothermal mixing

4- Boiling

5- Cooling/Pressurization

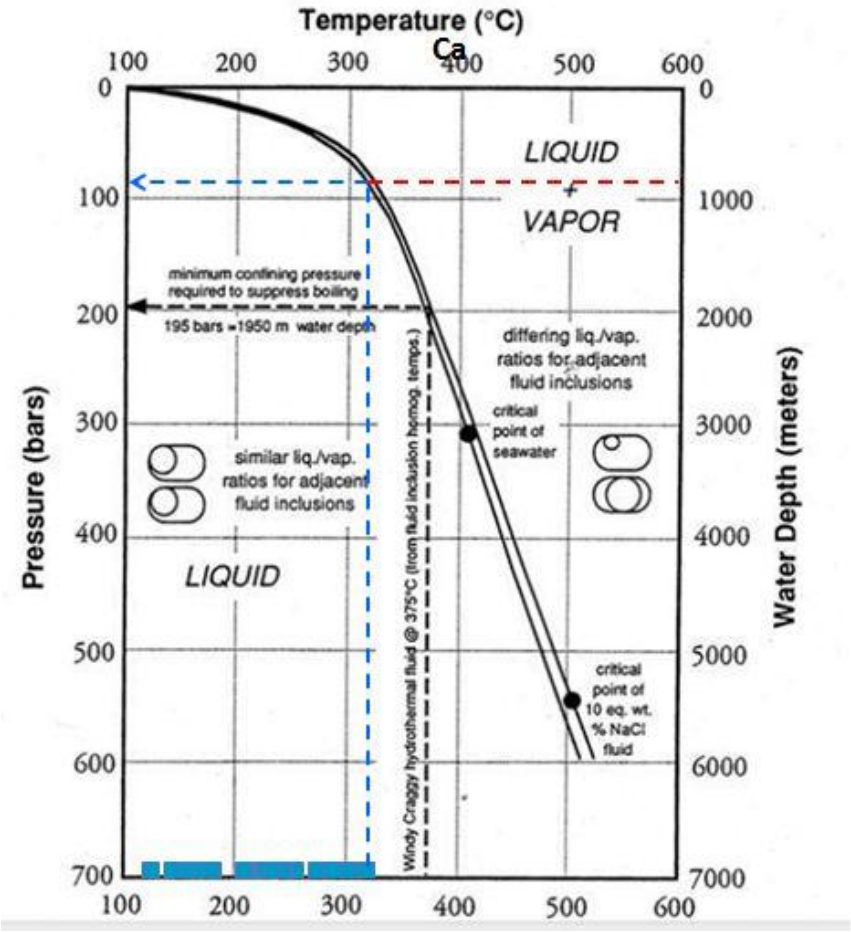
6- Boiling (low salinity, CO_2 bearing)

7- Surface fluid dilution

شکل۷-۱۲: نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن که فرآیندهای متفاوت ایجاد سیالات را نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001).

۷-۶-۶-۴- نمودار دمای همگن‌سازی و فشار

نمودار دمای همگن‌سازی و فشار در نمونه کلسیت با دمای ۳۱۵ درجه‌سانتی‌گراد و شوری ۱۰.۶۷ در (شکل ۷-۱۳) آورده شده است (Roedder and Bodnar, 1980) . و کانی‌سازی کانی کلسیت در فشار ۹۰ بار و در عمق حداکثر ۸۰۰ متر می‌باشد که فرآیند جوشش رخ نداده است.



شکل۷-۱۳: نمودار دمای همگن‌سازی و فشار در رگه کلسیت – باریت - کوارتز (Roedder and Bodnar, 1980)

فصل هشتم

الگوی تشکیل، تیپ کانه‌زایی،

نتیجه‌گیری و پیشنهادهای

اکتشافی

۸-۱- مقدمه

کانه‌زایی آهن – سلستیت در منطقه ترود، در جنوب شاهرود در مجموعه آتشفشانی – رسوبی ائوسن در شمال پهنه ایران مرکزی رخ داده است.

در این محدوده معدنی تاکنون کار تحقیقاتی صورت نگرفته است. در واقع از جهت برخی ویژگی‌ها از جمله همراهی مقادیر بالای سلستیت همراه آهن، تاکنون مورد مشابهی از این کانه‌زایی در ایران شناسایی نشده است.

در این فصل برمبنای نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (پتروگرافی و کانی شناسی) و نتایج حاصل از مطالعات میانبارهای سیال و بررسی‌های ژئوشیمیایی، ابتدا به ارائه مختصر شواهد ژنتیکی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ پرداخته و سپس به تعیین الگوی تشکیل و تیپ کانسار و مقایسه آن با تیپ‌های کانه‌زایی مشابه در دنیا و ایران پرداخته خواهد شد و در پایان نتیجه‌گیری و پیشنهادات اکتشافی ارائه خواهد گردید.

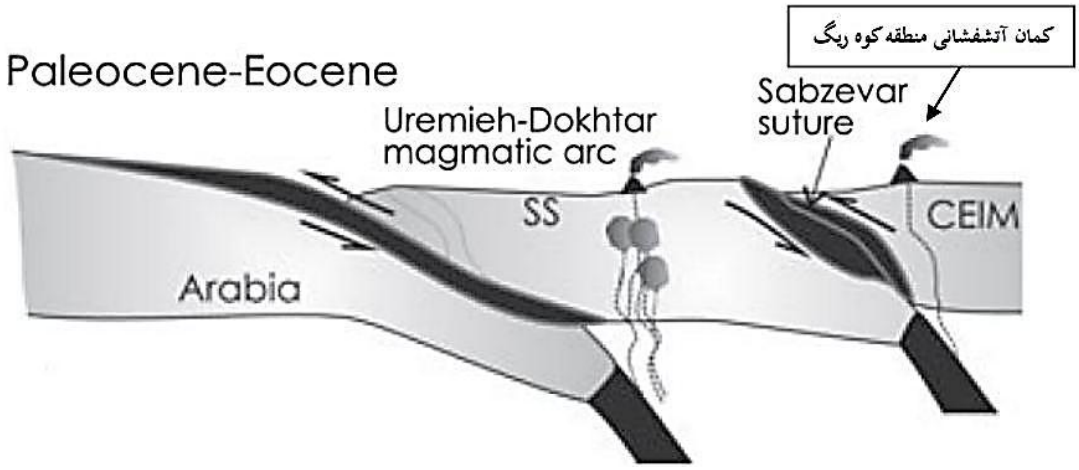
۸-۲- شواهد ژنتیکی مهم

۸-۲-۱- محیط تکتونیکی تشکیل

از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگ میزبان اینگونه استنباط می‌شود که سری‌های ماگمایی سنگ-میزبان بر اساس نمودارهای Th/Yb, Y/Zr, Zr/Y/La/Yb (Barrett and McLean,1999) جز سری‌های انتقالی می‌باشند. و بر اساس نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough,1989) این نمودار بی‌هنجاری مثبت از عناصر Ba, K, Pb, Sr, Nd, Sm و بی‌هنجاری منفی از عناصر Rb, Nb, Zr, Ti را نشان می‌دهد. این نمودار تمرکز پایین از عناصر Nb و Ti را نشان می‌دهد که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با زون فرورانش است (Goss and Kay, 2009)

(Kovalenko et al, 2010). همچنین بی‌هنجاری منفی Nb و Ti ممکن است مرتبط با فرآیندهای پترولوژیکی مانند مشارکت پوسته قاره‌ای در فرآیندهای ماگمایی باشد.

طبق نظر (Roseti et al, 2001) ماگماتیسم و رسوبگذاری در پهنه سبزوار با ایجاد محیط کششی و تشکیل یک کافت پشت کمانی در طی کرتاسه پسین بوده است. به عقیده این محققین، با آغاز بسته شدن (شروع فرورانش) نئوتتیس، در طی زمان تریاس فوقانی – ژوراسیک زیرین، کمان ماگمایی سنندج – سیرجان در زمان ژوراسیک – کرتاسه تشکیل شده است و به تبع آن در پشت این کمان ماگمایی، حوضه اقیانوسی پشت کمانی سبزوار در طی کرتاسه پسین تشکیل شده است. نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که کانسار آهن - سلستیت در ارتباط با حوضه اقیانوسی پشت کمانی تشکیل شده است (شکل۸-۱).



شکل۸-۱: شکل‌گیری کمان آتشفشانی سنوزوئیک ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار (Roseti et al, 2001) یا نئوتتیس II به زیر پهنه سبزوار (به‌عنوان بخشی از کوچک قاره ایران مرکزی) و موقعیت منطقه کوه‌ریگ

۸-۲-۲- محیط زمین‌شناسی ته‌نشست

با بررسی‌های صحرایی و پیمایش‌های انجام شده، اینگونه استنباط می‌شود که کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در یک توالی آتشفشانی – رسوبی (تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی)، و در یک محیط دریایی کم‌عمق که احتمالاً ناشی از تأثیر کوهزایی پیرنه بوده است، شکل گرفته است.

۸-۲-۳- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

مطالعات سنگ‌شناسی در منطقه کوه‌ریگ نشان‌دهنده یک توالی آتشفشانی – رسوبی که به طور متناوب شامل کریستال لیتیک توف (ET_1)، آندزیت بازالت (EV_1)، لیتیک کریستال توف (ET_2)، آندزیت بازالت (EV_2)، کریستال لیتیک توف (ET_3) (میزبان کانه‌زایی) و رسوبات کواترنری می‌باشد.

۸-۴-۴- شکل هندسی، ساخت و بافت ماده‌معدنی

شکل هندسی ماده معدنی در کانسار کوه‌ریگ هم‌شیب و هم‌روند با سایر واحدهای منطقه است. ساخت و بافت‌های موجود در کانسنگ شامل ساخت لایه‌ای، برشی، کنکرسیونی، و ساخت نودولی می‌باشد و بافت-های اصلی شامل بافت کلوفرمی و دانه‌پراکنده می‌باشد.

۸-۴-۵- شواهد کانی‌شناسی

از لحاظ کانی‌شناسی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ حاوی گوتیت، هماتیت، مگنتیت، سلستیت، پیرولوزیت، پسیلوملان، باریت، ژیپس و کلسیت می‌باشد.

۸-۴-۶- شواهد دگرسانی

در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ شاخص‌ترین دگرسانی، دگرسانی سریسیتی - آرژیلیکی و دگرسانی کلریتی می‌باشد.

۸-۴-۷- شواهد حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی کانسنگ و استفاده از نمودارهای (Co/Zn(Toth, 1980 ، (Choi and Mn - Fe-(Ni+Co+Cu)*10 ، Co/Zn / Co+Ni+Cu (Toth, 1980) ،Co-Ni-Cu (Hariya, 1992 (Bonatti, 1975)، Mn/Fe (Rona,1978) اینگونه استنباط می‌شود که کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد.

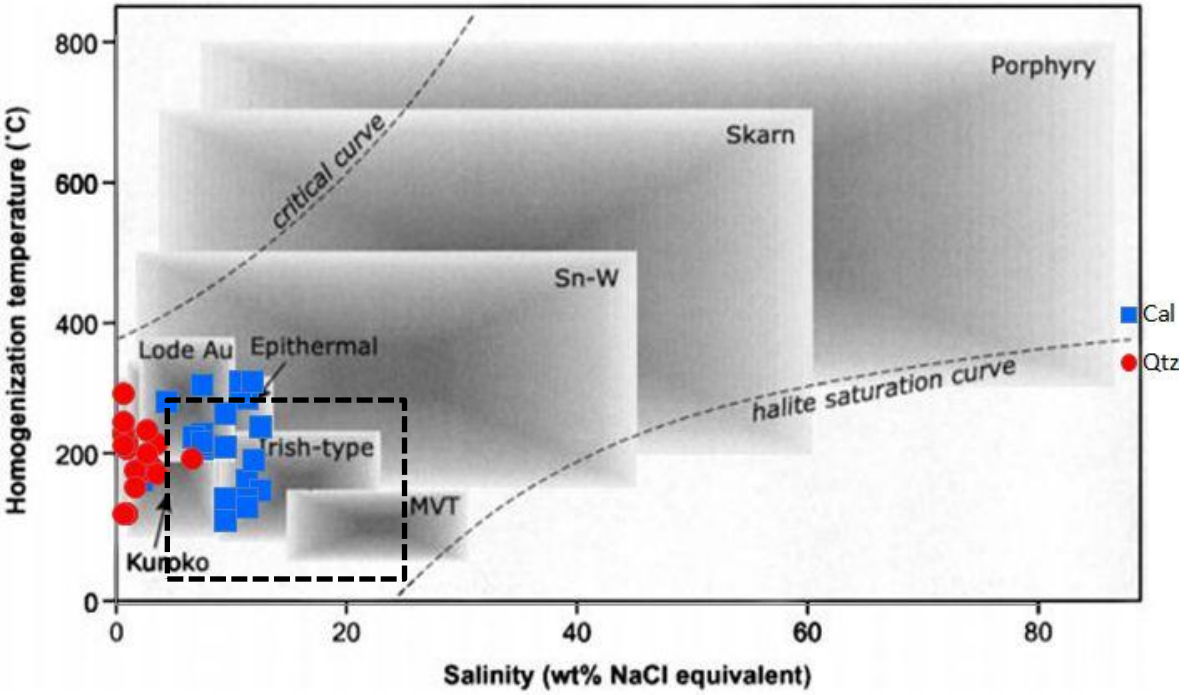
با توجه به نمودارهای (Barrett and Maclean, 1999) ماهیت سنگ‌ها جزء سری انتقالی می‌باشند و قابل ذکر است ماگماهای سری تولئیتی و انتقالی به نسبت از آهن غنی هستند، نظیر بازالت‌های تولئیتی و آندزیت‌های تولئیتی و ماگماهای سری کالک‌آلکالن آهن نسبتاً کمی دارند (کریم‌پور، ۱۳۹۱)

بر اساس مشاهدات صحرایی و نتایج آنالیز شیمیایی یک پهنه‌بندی افقی (ته‌نشست آهن و سپس ته‌نشست منگنز در فاصله‌ای دورتر از آهن) در کانسار قابل مشاهده است، که مشخصه کانسارهای بروندمی می‌باشد.

۸-۴-۸- شواهد حاصل از مطالعات میانبارهای سیال

با توجه به تفسیر داده‌های بدست آمده از آنالیز میانبارهای سیال از کانسار مورد مطالعه، دمای همگن شدن میانبارهای سیال در رگه کلسیت – باریت – کوارتز (مطالعات میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت صورت گرفته است)، ۱۲۰ تا ۳۱۵ درجه سانتی‌گراد با شوری ۴/۲۴ تا ۱۲/۴ و در کانی کوارتز از رگه‌ی کوارتزی دمای همگن شدن بین ۱۲۹ تا ۲۹۸ درجه سانتی‌گراد با شوری ۰/۶ تا ۶/۴۷ می‌باشد.

محدوده دما و شوری کانسار آهن - سلستیت کوه‌ریگ و کانسار آهن نوع سوپریور تابازیمبی (Beukes et al, 2002) در (شکل ۸-۲) نشان‌داده شده است، کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در محدوده دمایی کانسار تابازیمبی که از نوع آهن نواری نوع سوپریور می‌باشد، قرار می‌گیرد.



شکل۸-۲: نمودار درجه شوری در برابر همگن شدن میانبارهای سیال دو فازی (Roedder, 1984) در کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ و کانسار آهن تابازیمبی با خط چین نشان داده شده است.

۸-۳- مدل ژنتیکی و شیوه تشکیل کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

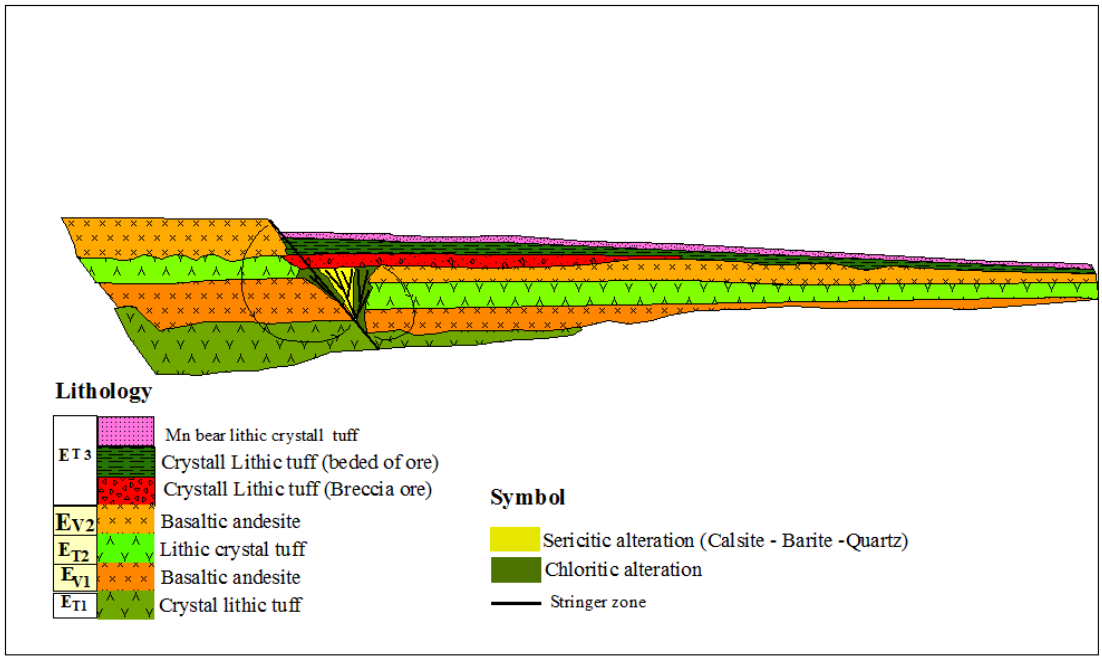
یکی از مهم‌ترین مدل‌ها جهت نشست آهن و منگنز در محیط‌های آتشفشانی – رسوبی، مدلی است که در آن ورود سیالات گرمابی – بروندمی آهن و منگنزدار به آب دریا و تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی مثل Eh و pH و دما و فشار باعث ته‌نشینی آهن و منگنز می‌شود.

این مدل توسط محققین زیادی مثل (Gavrilov,1972)، (Roy,1981)، (Kheraskov,1951)، (Brusnitsyn and Zhukov,2005)، و (Varentsov et al,1993) ارائه شده و تاکنون به عنوان مکانیسم نهشت آهن و منگنز در بسیاری از کانسارهای آهن و منگنز دنیا مطرح شده است. در این مدل ابتدا آهن و سپس منگنز ته‌نشین می‌شود. این مدل، تشکیل نهشته‌های آهن و منگنز در مناطق کم‌عمق دریایی را،

بیش‌تر به دلیل تغییرات شرایط Eh,pH محیط می‌دانند. آهن و منگنز در Eh پایین‌تر از ۰/۲- و pH کم-تر از ۶ حلالیت بالایی برخوردارند.

استرانسیم بیش از آن‌چه به Eh و pH محیط وابسته باشد به میزان دما و شوری سیال کانه‌ساز و فشار محیط ته‌نشست بستگی دارد. با بالا رفتن دما و افت فشار و کم‌شدن میزان شوری و همچنین اکسیدی شدن محیط و افزایش pH محلول گرمابی، بیوسولفات را به سولفات تبدیل می‌کند و باعث ته‌نشینی کانی‌های سولفاته می‌گردد به صورت سولفات استرانسیم شروع به ته‌نشست می‌کند (Howell et al, 1992).

مدل پیشنهادی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ در (شکل ۸-۳) آورده شده ست. بر اساس مدل ارائه شده عناصر آهن، منگنز، استرانسیم از سنگ‌های آتشفشانی کمرپایین شسته و همراه با سنگ‌های کریستال لیتیک توف (ET_3) ته‌نشست می‌کند، رخساره‌های کانسار از پایین به بالا شامل رخساره رگه – رگچه‌ای، رخساره برشی و رخساره نواری می‌باشد که در مدل پیشنهادی مشاهده می‌شود.



شکل۸-۳: مدل ژنتیکی کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ

۸-۴- مدل تشکیل و عوامل مؤثر در تشکیل ماده معدنی

۸-۴-۱- منشأ عناصر کانه‌ساز

سه منشأ احتمالی را می‌توان برای منبع اولیه آهن و منگنز در منطقه مورد مطالعه مطرح کرد که در زیر به آن‌ها اشاره می‌شود:

۱- حاصل تخریب و فرسایش سازندها و کانسارهای قدیمی‌تر

۲- توده‌های نفوذی و سیالات داغ همراه آن

۳- فعالیت آتشفشانی – گرمابی نزدیک محل رسوبگذاری

۱- منشأ فرسایشی با توجه به اینکه هیچ سازند و کانسار قدیمی‌تر حاوی مقادیر بالایی از آهن، منگنز، استرانسیم در منطقه وجود ندارد، از این رو نمی‌توانند تأمین کننده آهن برای کانسنگ باشد. از طرف دیگر مقدار Ti که معمولاً از منشأ تخریبی تأمین می‌شود (Crerar et al, 1982) در این کانسار اندک است.

۲- در مورد تأمین عناصر کانسار از منشأ توده‌های نفوذی توجه به نکات زیر ضروری است:

هر چند که در منطقه مورد مطالعه اثری از توده‌های نفوذی مشاهده نشده است، اما در صورت مشاهده باید اثر حرارتی در کنتاکت این توده‌ها با سنگ میزبان ایجاد کانی‌های حرارت بالا کند، لذا این احتمال قابل قبول نمی‌باشد.

۳- سومین فرضیه در زمینه تأمین آهن، منگنز و استرانسیم، فرضیه فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی همزمان با رسوبگذاری است. در مورد منبع آهن و منگنز موجود در توالی‌های رسوبی دو نظریه کاملاً متفاوت وجود دارد: الف) منبع آتشفشانزاد و ب) منبع غیرآتشفشانزاد، افرادی که متعقد به منبع آتشفشانزاد هستند، چنین پیشنهاد می‌کنند که آهن، منگنز، استرانسیم به همراه فعالیت‌های آتشفشانی که سیالات همراه با آن‌ها غنی از آهن – منگنز – استرانسیم هستند، تأمین شود (Roy,1968).

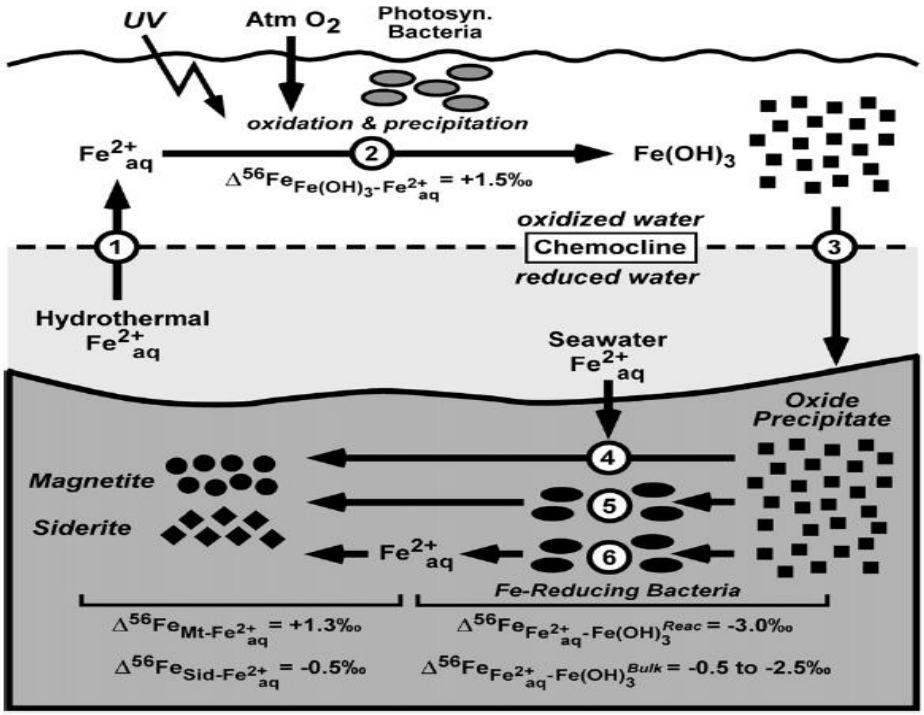
(Roy,1992) معتقد است که کانسارهای نوع رسوبی – بروندمی که بوسیله فوران‌های زیردریایی همزمان با رسوبگذاری تشکیل شده‌اند، بوسیله همراهی آهن و منگنز مشخص می‌شوند، البته این دو عنصر می‌توانند تحت تأثیر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط از هم جدا شوند و هر کدام تشکیل کانسارهای مخصوص به خود را بدهند.

در مورد منبع غیر آتشفشانزاد هم باید گفت آهن – استرانسیم – منگنز از فرسایش سنگ‌های آهن – استرانسیم – منگنز قدیمی‌تر حاصل می‌شود که این منشأ برای کانسار آهن – سلستیت پذیرفتنی نیست. از آن‌جایی که ماده معدنی در واحدهای آذرآواری به صورت لایه‌ای با سنگ میزبان است و داده‌های ژئوشیمیایی در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد و همچنین پهنه استرینگر در نزدیکی کانسار مشاهده شده است، اینگونه استنباط می‌شود که کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ یک کانسار آتشفشانی - بروندمی – رسوبی می‌باشد.

در (شکل ۸-۴) یک مدل ارائه شده برای منشأ آهن در کانسار آهن نواری پیشنهاد شده است که در زیر به مراحل تشکیل آهن اشاره شده است.

مرحله اول: منشأ اولیه آهن Fe^{+2} گرمابی است، که از آب‌های عمیق نسبتاً کم اکسیژن یا منافذ کم‌عمق گرمابی نشأت گرفته است. مرحله دوم: منبع با آب‌های نسبتاً عمیق و رگه‌های گرمابی کم‌عمق در ارتباط است. آب‌های عمیق غنی از Fe^{+2} به ستون بالای آب صعود می‌کنند توسط اکسیداسیون، اکسید و هیدروکسید آهن سه ظرفیتی شکل می‌گیرد. مرحله سوم: اگرچه میزان Fe^{+2} محلول در بالای اقیانوس کاهش یافته است، ته‌نشینی اکسید و هیدروکسیدهای آهن فریک در بالای chemocline یک سیال غنی از Fe^{+3} تولید می‌کند (واژه chemocline آب‌های اکسیدان کم‌عمق را از آب‌های اکسیژن‌دار عمیق جدا می‌کند.). مرحله چهارم: تبدیل اکسید – هیدروکسید آهن اولیه به مگنتیت در زیر سطح مشترک آب و

رسوب از طریق مسیرهای متعدد انجام می‌شود شامل واکنش Fe^{+2} با آب دریا (مسیر۴)، کاهش Fe^{+3} در شرایط محدود بودن Fe^{+2} (مسیر۵)، تشکیل Fe^{+3} در صورت وجود Fe^{+2} محلول (شکل۸-۴).

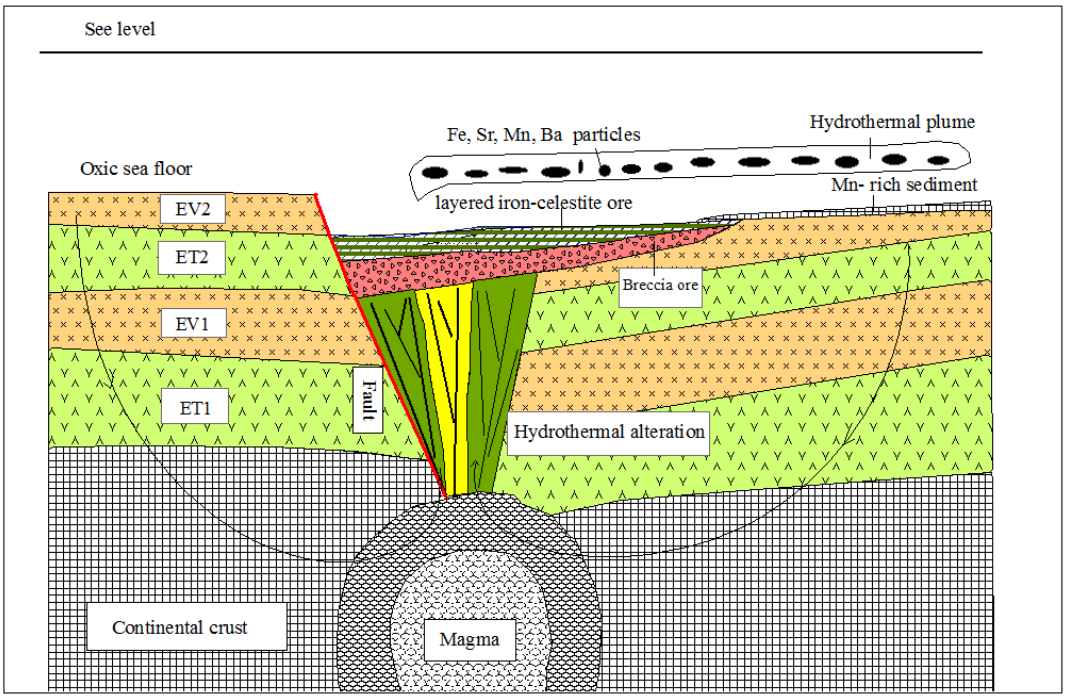


شکل۸-۴: مراحل آهن و تغییرات ایزوتوپی جز به جز آن برای پیدایش منشأ سازند آهن نواری (Crosby et al., 2007)

۸-۴-۲- منشأ سیال کانه‌ساز

بر اساس نظر (Kheraskov, 1951)، (Bonatti et al, 1976)، (Crerar et al, 1982)، (Varentsov,1993) و (Starikova ,2001) 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 منطقه کوه‌ریگ نیز، به طور عمده شامل سیال کانه‌ساز آب دریا بوده است.

برای کانسارهای اگزالاتیو و تشیکلات آهن نواری دو مدل توسط (Spry,2000) ارائه شده است، مدل حوضه‌ی شورابه‌ای و ستون گرمابی شناور، با توجه به اینکه چگالی میانبارهای سیال کم‌تر از آب دریا می-باشد، مدل پیشنهادی به مدل ستون گرمابی شناور شباهت دارد، که در (شکل۸-۵) نشان داده شده است.



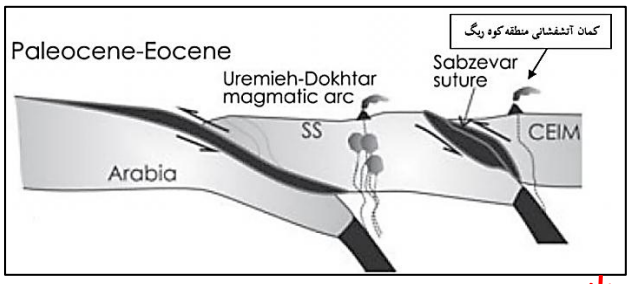
شکل۸-۵: رسوبگذاری از ذرات اکسید آهن معلق ته‌نشست شده از سیالات گرمابی دما بالا با شوری و چگالی کم (Spry et al, 2000)

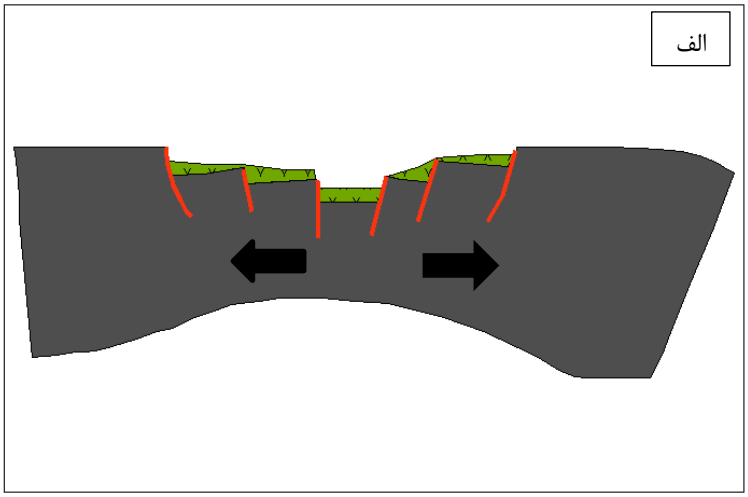
۸-۴- بازسازی حوضه آتشفشانی – رسوبی جنوب شاهرود و جایگاه نهشته‌های آهن – سلستیت کوه‌ریگ

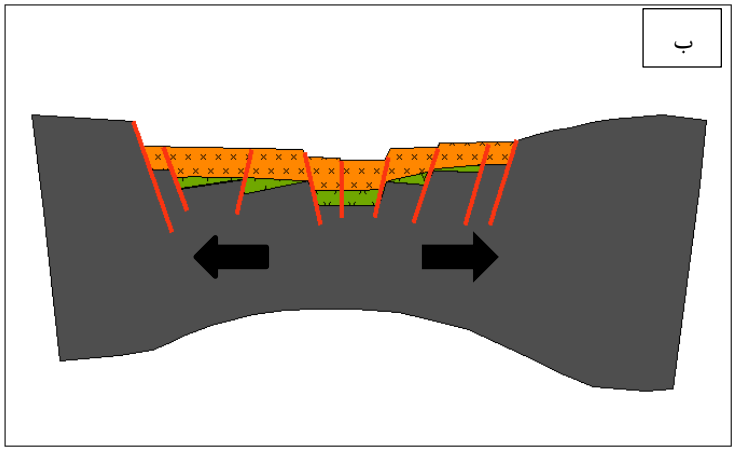
با توجه به ماهیت آتشفشانی – رسوبی توالی میزبان کانسار کوه‌ریگ و ماهیت انتقالی سنگ‌های آتشفشانی، احتمالاً فرورانش مورب پوسته اقیانوسی تتیس (شاخه پشت کمانی تتیس که در زمان کرتاسه تشکیل شده است) زیر پوسته قاره‌ای ایران در شمال ایران مرکزی موجب رخداد فاز کششی در زمان ائوسن در شمال ایران مرکزی و جنوب البرز شده است. با شروع فعالیت‌های کافت‌زایی ناشی از فرورانش در اوایل ائوسن در اثر نیروی کششی، گسترش سیستم‌های گرابنی و عملکرد گسل‌های نرمال در منطقه،

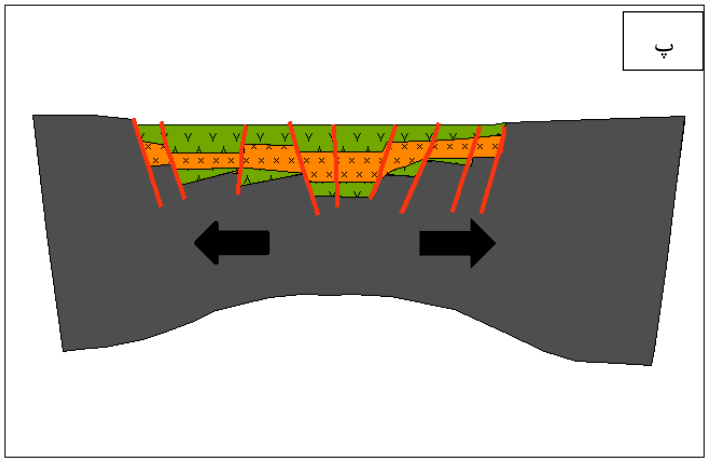
باعث فرونشست منطقه و تشکیل حوضه رسوبی کم‌عمق در داخل کمان آتشفشانی شده است. که با شروع این فعالیت کافت‌زایی، نفوذ و خروج گسترده ماگماهای سری‌های انتقالی در قالب گدازه و قطعات آذرآواری و سیالات گرمابی به داخل حوضه کم‌عمق در حال تشکیل صورت گرفته است. مراحل تشکیل واحدهای سنگی کوه‌ریگ شامل: الف) ایجاد محیط کششی ناشی از فرورانش و رخداد کشش داخل کمان، فرونشست حوضه و فعالیت‌های آتشفشانی، در این مرحله به علت عمق کم ماگما به صورت مواد آذرآواری ته‌نشست می‌کند (شکل۸-۶ الف)، ب) در این مرحله کشش بیش‌تر عمق حوضه بیش‌تر و خروج مواد مذاب به صورت گدازه می‌باشد (شکل۸-۶ ب)، در مرحله بعد بخشی از حوضه توسط گدازه پر شده است، به علت عمق کم مواد به صورت توف ته‌نشست می‌کند (شکل ۸-۶ پ)، در مرحله بعد به علت کشش بیش‌تر ماگما به صورت گدازه ته‌نشست می‌شود (شکل۸-۶ ت) و در مرحله آخر با بالا رفتن شار حرارتی و جریان همرفتی عناصر Fe,Mn,Sr,Ba و سایر عناصر از طریق سیالات گرمابی با شستشوی سنگ‌های کمر پایین از طریق گسل‌های همزمان با فرونشست وارد حوضه می‌شود و همزمان با رسوبگذاری سنگ‌های آذرآواری و با منشأ گرمابی به صورت آتشفشانی – بروندمی – رسوبی نهشته شده‌اند (شکل ۸-۶ ث).

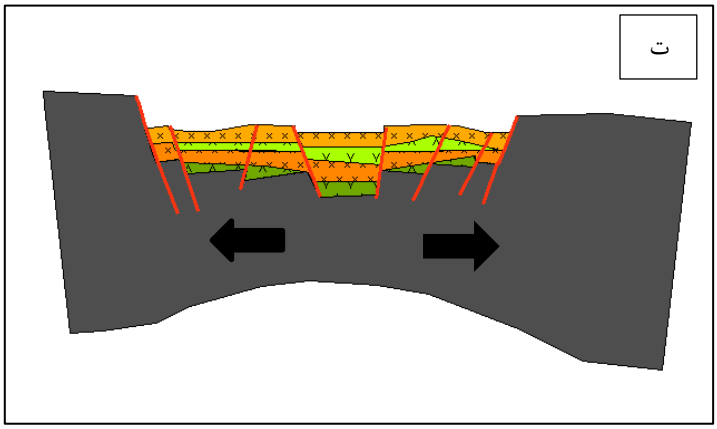
عناصر آهن، استرانسیم، منگنز به علت فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط به صورت کانی‌های مگنتیت، هماتیت، سلستیت و پیرولوزیت با بافت کلوفرمی، نودولی و دانه‌پراکنده تشکیل می‌شود.

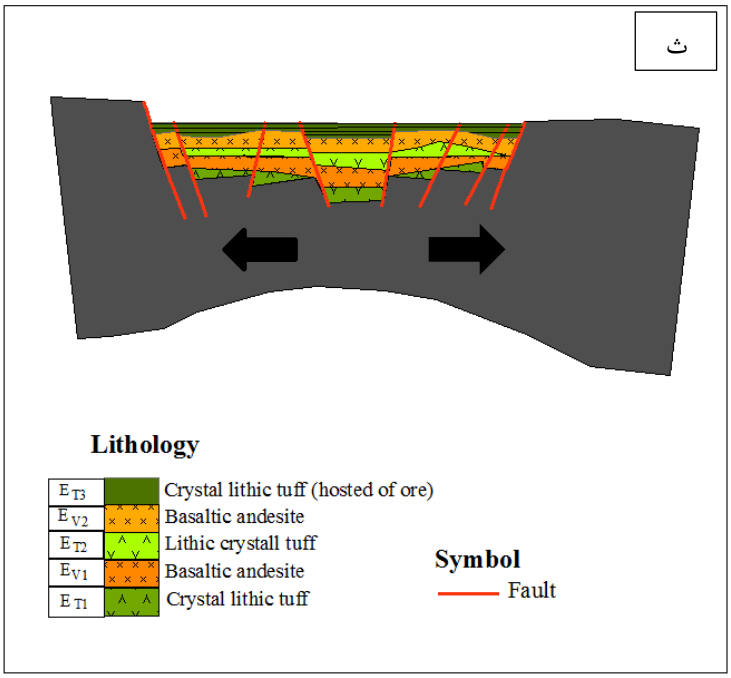

کمان آتشفشانی منطقه کوه ریگ
Paleocene-Eocene
Uremieh-Dokhtar
magmatic arc
Sabzevar
suture
SS
CEIM
Arabia


الف


ب


پ


ت


ث
Lithology
E T3
Crystal lithic tuff (hosted of ore)
E V2
Basaltic andesite
E T2
Lithic crystall tuff
E V1
Basaltic andesite
E T1
Crystal lithic tuff
Symbol
Fault

شکل۸-۶: بازسازی حوضه آتشفشانی – رسوبی کوه‌ریگ: الف) ایجاد محیط کششی ناشی از فرورانش و رخداد کشش داخل کمان، در این مرحله به علت عمق کم ماگما به صورت مواد آذرآواری ته‌نشست می‌کند، ب) در این مرحله کشش بیش‌تر عمق حوضه بیش‌تر و خروج مواد مذاب به صورت گدازه، پ) در مرحله بعد بخشی از حوضه توسط گدازه پر شده است، به علت عمق کم مواد به صورت توف ته‌نشست می‌کند، ت) در مرحله بعد به علت کشش بیش‌تر ماگما به صورت گدازه ته-نشست می‌شود و ث) در مرحله آخر با بالا رفتن شار حرارتی و جریان همرفتی عناصر Fe, Sr, Mn, Ba و سایر عناصر از طریق سیالات گرمابی با شستشوی سنگ‌های کمر پایین از طریق گسل‌های همزمان با فرونشست وارد حوضه می‌شود و همزمان با سنگ‌های آذرآواری ته‌نشست می‌کند.

۸-۴-۱- مقایسه با برخی کانسارهای شاخص ایران

۸-۴-۱-۱- کانسار آهن جزیره هرمز بندرعباس

کانسار آهن جزیره هرمز با ذخیره یک میلیون تن و عیار متوسط ۵۸ درصد آهن در ۲۰ کیلومتری جنوب خاوری بندرعباس قرار دارد. کانی‌زایی آهن به صورت نوارهای هماتیتی ژاسپیلیتی با سنگ‌های تبخیری (نمک و انیدریت)، توف‌های ریولیتی، ریولیت‌های قلیایی نوع A، دولومیت‌های تیره، ماسه سنگ و شیل های قرمز رنگ به سن احتمالی پروتروزوئیک فوقانی - پالئوزوئیک تحتانی ادیاکاران، (Ediacaran) رخنمون دارد. حضور نوارهای هماتیتی و ژاسپیلیتی چین خورده، دیامکتیت ها، قطعات معلق یخچالی، مقادیر بالای اکسید آهن سه ظرفیتی، کم بودن آلومینیم، نیکل، تیتان، وانادیم و الگوی خاص عناصر خاکی نادر بیانگر شباهت کانسار آهن هرمز به کانسارهای آهن نواری نوع راپیتان است (عطاپور و آفتابی، ۱۳۹۰).

کانسار آهن نواری هرمز از لحاظ منشأ، ساخت نواری و حضور کانی‌های تبخیری (انیدریت) با کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ مشابه است.

۸-۴-۱-۲- رخداد آهن نواری در منطقه بافق

منطقه معدنی بافق در شرق ایران مرکزی و در استان یزد واقع شده است. این منطقه از پی‌سنگ پرکامبرین با پوشش اینفراکامبرین تا تریاس تشکیل شده است. بیش‌تر سنگ‌ها و رخنمون‌های منطقه از سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی اینفراکامبرین تشکیل شده‌اند. کانی‌زایی آهن به سه شکل تنوره برشی، توده‌ای و آهن‌نواری همراه با گدازه‌ها و توف‌های ریولیتی – کراتوفیری و ژاسپیلیت مشاهده می‌گردد. مهم‌ترین سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی ماهیت کراتوفیری و قلیایی سدیک دارند. کانی‌های فلزی مهم شامل مگنتیت، هماتیت و پیریت می‌باشند که در قسمت‌های سطحی به کانی‌های ثانویه تبدیل شده‌اند. حضور چشمگیر کانی‌های تورمالین، آلبیت، اکتینولیت و اسکاپولیت در سه شکل ماده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده و همراهی ماده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده و همراهی ماده معدنی با ژاسپیلیت، کراتوفیر، کنگلومرای دریایی – یخچالی و قطعات معلق یخچالی و نبود سنگ‌های گابرویی، نوریت و آنورتوزیتی، کانسارسازی آهن نواری نوع راپیتان را نشان می‌دهد (محسنی و آفتابی، ۱۳۸۴).

رخداد آهن نواری در منطقه بافق از لحاظ منشأ، ساخت برشی و نواری و سنگ‌های دربرگیرنده شامل گدازه و توف مشابه کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ می‌باشد.

جدول ۸-۱: مقایسه کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ با کانسارهای آهن آتشفشانی - رسوبی مهم ایران

نام کانسار	کوه‌ریگ	آهن نواری هرمز	گل‌گهر	بیوه‌ژن	اله آباد	زیدر
پهنه ساختاری	ایران مرکزی	زاگرس	سنندج - سیرجان	سنندج - سیرجان	ایران مرکزی	ایران مرکزی
سن سنگ-های دربرگیرنده	ائوسن	پرکامبرین، کامبرین زیرین	پالئوزوئیک	دونین میانی - بالایی	سیلورین - دونین	ائوسن
سنگ‌های میزبان و همراه	سنگ‌های آندزیت بازالت وآذرآواری	سنگ‌های آتشفشانی و سنگ آهک	گنیس، شیست، آمفیبولیت	سنگ‌های آتشفشانی: پیروکلاستیک، ولکانیک و توف بازیک سنگ‌های رسوبی: سنگ آهک، ماسه سنگ، شیل	سنگ‌های آتشفشانی: دیاباز، کراتوفیر، اسپیلیت، بندرت ریولیت سنگ‌های رسوبی: مرمر، شیل، چرت	کنگلومرا، آهک دولومیتی، آهک تخریبی، ماسه‌سنگ، توف، مارن و شیل
کانی-شناسی	گوتیت،هماتیت، مگنتیت،سلستیت، پسیلوملان و پیرولوزیت	هماتیت، ژاسپیلیت	مگنتیت، پیروتیت، فلوگوپیت، فورستریت	هماتیت، لیمونیت، پیریت و کالکوپیریت	هماتیت، پیریت و فیروزه	مگنتیت، هماتیت، پیریت، گوتیت، لیمونیت
منبع	مهدوری و همکاران، ۱۳۹۵	عطاپور و آفتابی، ۱۳۹۰	بابکی و آفتابی، ۱۳۸۳	Wauschkuhn et al., 1982	Momenzadeh and wauschkuhn, 1982	رجایی و فردوست، ۱۳۹۴

۸-۴-۲- مقایسه با برخی کانسارهای شاخص جهان

۸-۴-۲-۱- کانسار جین‌تیشان چین

کانسار جین‌تیشان[1] واقع در بخش غربی شهر کانسر چین در یک واحد چینه‌شناسی – زمین‌ساختی پرکامبرین در بخش شمالی کمربند کوهزایی کیلیان کالدونین رخ داده است. کانسار جین تیشان به عنوان یک کانسار تشکیلات آهن نواری نوع سوپریور در نظر گرفته می‌شود. ویژگی کانسار جین تیشان کانی-سازی آهن – مس – باریت و کانی‌سازی مس که شامل دو نوع کانی‌سازی می‌باشد، کانسار آهن – باریت – ژاسپر در قسمت بالایی و کانسار مس در پایین است.

ستون چینه‌شناسی توالی جین‌تیشان در معدن آهن – مس جین تیشان از قدیم به جدید شامل : فیلیت، لایه‌های کوارتزی، سریسیت – فیلیت کوارتز، گرافیتیک کوارتز- سریسیت فیلیت، کلریت – کوارتز- سریسیت فیلیت، کلریت – کوارتز – سریسیت فیلیت آهکی، کانی‌سازی کالکوپیریت- پیریت، توالی کانسنگ آهن، نودول آنکریت- کلریت – کوارتز- سریسیت فیلیت می‌باشد.

عناصر CO_2, MgO, TiO_2, $Al2O_3$, K_2O در کانسنگ آهن – باریت – ژاسپر پایین و ترکیبات MnO, Fe_2O_3, $BaSO_4$, SiO_2 به طور معمول بالاست.

بطور خلاصه می‌توان گفت کانسار آهن – باریت – ژاسپر جین‌تیشان توسط فرآیندهای بروندمی گرمابی و رسوبی شیمیایی در یک حوضه رسوبی اقیانوسی اکسیدان فاقد H_2S رخ داده است در حالی که کانی‌سازی مس از جایگزینی محلول گرمابی در محیط‌های اکسایش – کاهش کف دریا پس از تشکیلات کانسنگ آهن شکل گرفته است. داده‌های ایزوتوپی گوگرد نشان دهنده این است که باریت از اختلاط سیالات گرمابی غنی از باریم و سولفات آب دریا تشکیل شده است (Sun et al, 1998).

1- Jingtieshan

کانسار جین‌تیشان از نظر فرآیند شکل‌گیری (بروندمی گرمابی)، بالا بودن میزان $MnO, Fe_2O_3, BaSO_4$ مشابه کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ می‌باشد.

قابل ذکر است که برخی از رگه های باریتی استرینگر در غرب کوه ریگ نیز غنی از مس می باشند.

۸-۴-۲-۲- کانسار آهن ماچنگ[1]

کانسنگ آهن ماچنگ در شرق استان Hebei در شمال کراتون چین واقع شده است. میزبان کانسار آهن ماچنگ سنگ‌های دگرگونی نئوآرکئن از سازند Baimiaozi گروه Dantazi است. شامل بیوتیت – لپتینیت، پلاژیوکلاز – گنیس، پلاژیوکلاز – آمفیبولیت، میگماتیت، میگماتیت گرانیت و کوارتز شیست می‌باشد، میزبان اصلی کانه‌زایی لپتینیت بیوتیت و آمفیبولیت پلاژیوکلاز است، بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی میزبان لپتینیت بیوتیت و آمفیبولیت پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی تراکی بازالت و آندزیت بازالت با ترکیب کالک- آلکالن مرتبط با زون فرورانش می‌باشد. کانه‌های آهن‌دار آن شامل مگنتیت، پیریت و مگنتیت‌هایی که توسط اکسیداسیون به هماتیت تبدیل شده است، می‌باشد. کانسار آهن ماچنگ دارای ساخت گنیسی، شیاردار و نواری می‌باشد.

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی دو نوع کانسنگ آهن عیار بالا در کانسار آهن ماچنگ ثبت شده است که نشان دهنده تشکیل آهن توسط دو نوع مکانیسم متفاوت است. اکسیداسیون و شستشو توسط آب‌های سطحی که در نتیجه آن باعث کاهش سیلیس و غنی‌سازی آهن می‌شود، و کانسنگ آهن عیار بالایی که توسط فرآیند دگرسانی تشکیل می‌شود، کانسنگ آهن اولیه بشمار می‌رود.

بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان و مطالعات زمین‌شناسی اینگونه استنباط می‌شود که کانسار ماچنگ یک سازند بروندمی آهن نواری نوع آلگوما می‌باشد که در حوضه‌ی پشت‌کمانی نئوآرکئن تشکیل شده است (Wu et al, 2015).

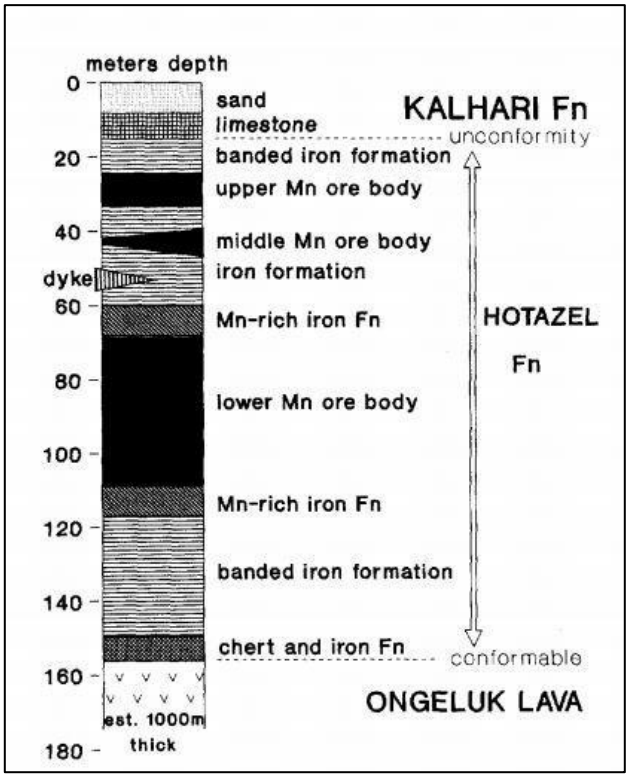
1- Macheng

کانسار آهن ماچنگ از لحاظ سنگ میزبان و حوضه تشکیل مشابه کانسار آهن ماچنگ می‌باشد.

۸-۴-۲-۳- کانسار فرومنگنز کالاهاری

منگنز کالاهاری در جنوب آفریقا بزرگ‌ترین و مهم‌ترین تولید کننده منگنز در جهان است. کانسار کالاهاری توسط فرآیندهای آتشفشانی – گرمابی زیردریایی تشکیل شده است. کانسنگ منگنز از سه لایه تقریباً به ضخامت ۱۰۰ متر در سازند Hotazel رخداده است (Cornell,1995). کانه‌های اصلی آن شامل برونیت، کوتناهوریت، هوسمانیت و هماتیت (Beukes and Gutzmer, 1995) می‌باشد. ستون چینه‌شناسی کانسار منگنز کالاهاری در (شکل۸-۷) آورده شده است.

کانسار منگنز کالاهاری از لحاظ منشأ و تشکیلات آهن نواری مشابه کانسار آهن – سلستیت کوه‌ریگ می-باشد.



شکل۸-۷: ستون چینه‌شناسی منگنز کالاهاری

۸-۵- تیپ کانه زایی آهن در منطقه کوه‌ریگ

۸-۵-۱- تقسیم‌بندی کانسارهای رسوبی نواری

بطور کلی کانسارهای نواری به سه تیپ آلگوما، سوپریور و راپیتان تقسیم می‌شوند. بابکی (۱۳۸۳) ویژگی-های 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.

جدول۸-۲: مقایسه کانسارهای آتشفشانی – بروندمی - رسوبی (بابکی، ۱۳۸۳) با کانسار کوه‌ریگ

کانسارهای آتشفشانی – رسوبی- بروندمی	آلگوما	سوپریور	راپیتان	کوه‌ریگ
بافت	لایه‌ای، نواری، توده‌ای، رگه‌ای،رگچه‌ای، استوک-ورک	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، نواری، رگه‌ای و رگچه‌ای، جانشینی	کلوفرمی، دانه‌پراکنده
ساخت	توده‌ای و عدسی، استوک-ورک، رگچه‌ای	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، برشی
کانه	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، پیروتیت	هماتیت، مگنتیت، پیریت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت	گوتیت، مگنتیت، هماتیت، سلستیت، پیرولوزیت، پسیلوملان
باطله	کوارتز، پلاژیوکلاز	کوارتز، سیلیکات‌های ورقه‌ای	کوارتز، کلریت، اکتینولیت	کلسیت، ژیپس، کوارتز کلریت
فعالیت‌های ماگمایی	بازالت و ریولیت	نبود و یا کمبود مواد آذرین	بازالت با سنگ‌های دگرگونی	آندزیت‌بازالت و سنگ‌های آذرآواری
ویژگی‌های ژئوشیمیایی	آنومالی مثبت Ni, Zn, Cu و کانی‌سازی Au	آنومالی مثبتMn ، آنومالی منفی Eu	آنومالی مثبت Mn، آنومالی مثبت Eu و آنومالی منفی Ce	همراهی عناصر Mn، Sr، Ba با Fe
سنگ‌های همراه	سنگ‌های اسیدی تا حدواسط زیردریایی همراه با گری‌واک، ماسه‌سنگ، شیل آلی	کنگلومرا، کوارتزیت، بازالت و شیل گرافیتی	سنگ‌های تخریبی یخساری، سنگ‌های رسوبی کم‌عمق، ماسه-سنگ، شیل، سنگ‌آهک دولومیتی‌چرت‌دار	سنگ‌های آندزیت بازالت و سنگ‌های آذرآواری
سن	قدیمی‌تر از ۲۶۰۰ میلیون سال	قدیمی‌تر از ۱۸۰۰ میلیون سال	۴۵۰ تا ۸۰۰ میلیون سال	ائوسن
محیط ته‌نشست	آب‌های کم‌عمق فلات قاره، حوضه‌های تبخیری کم عمق و جدا شده، حوضه‌های درون کراتون	حوضه‌های درون قاره‌ای و بخش پایدار سواحل قاره-ای	شرایط پایدار قاره‌ای در زمان گسترش یخچال‌های جهانی	محیط دریایی کم‌عمق
گسترش و ضخامت و شکل‌هندسی	توده‌ای و عدسی شکل با چندین کیلومتر طول و ضخامت بین ۰.۱ تا ۱ 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 برشی به طول ۷۰۰متر
موقعیت تکتونیکی	کمربند آتشفشانی مناطق قوسی، گرابن‌ها	حوضه‌های فلات قاره‌ای	محیط کافتی	کمان آتشفشانی
مثال	آدامز – شرمن (اونتاریو)	لیک سوپریور، آمریکا	آهن هرمز در بندر عباس، و برخی کانسارهای آهن در منطقه بافق	

۸-۵-۲ رده‌بندی ذخایر استرانسیم

طبق نظریات (Harben and Bates,1990) ، (Harben and Kuzvar,1996) و (Warren,1999) ذخایر کانی‌های استرانسیم می‌توانند به ۴ گروه تقسیم شوند.

۱- رسوبی: این ذخایر رایج‌ترین ذخایر کانی‌های استرانسیم می‌باشند و همرا با ژیپس، انیدریت با سیالات غنی از استرانسیم تشکیل می‌شوند.

۲- آتشفشانی – رسوبی : این ذخایر در دریاهای کم‌عمق و دریاچه‌ها همراه با سنگ‌های آتشفشانی مثل آندزیت، بازالت و ریولیت دیده می‌شوند. این ذخایر ممکن است بالای ۵ متر ضخامت و ۲۰ تا ۵۵ درصد کانی‌های استرانسیم داشته باشند.

۳- تراوش جانبی: در این طبقه‌بندی کانی‌های استرانسیم به شکل ژئود درون آهک‌ها مثل رگه‌های سلستیت در رس‌ها و سنگ‌های کربناته رخنمون دارند و یا به شکل توده‌های جانشینی درون سنگ‌های کربناته و سولفاتی دیده می‌شوند. استرانسیم از سنگ‌های هم‌جوار شسته می‌شود.

۴- گرمابی: در ذخایر گرمابی سلستیت همراه با فلوریت، باریت، کلسیت و سولفیدهای سرب و روی می‌باشند.

۸-۷- نتیجه گیری

ویژگی‌های اصلی کانه زایی آهن – سلستیت کوه‌ریگ شامل ماهیت آتشفشانی- رسوبی توالی میزبان و سنگ‌های میزبان کانسار، شکل هندسی لایه‌ای و ماهیت همخوان با لایه‌بندی سنگ‌های کمرپایین و کمربالای پیکره معدنی و بافت و ساخت و کانی‌شناسی ماده معدنی، همگی نشان دهنده شباهت زیاد این کانه زایی با کانسارهای آهن آتشفشانی- بروندمی و کانسارهای آهن نواری یا BIF (Banded iron formations) (Clout and Simonson, 2005) می‌باشد. با توجه به ماهیت آتشفشانی- رسوبی و زیردریایی واحدهای سنگی ائوسن در منطقه ترود به نظر می‌رسد که کانسار آهن- سلستیت در محیط

ریفتی تشکیل شده باشد که در این محیط کششی، فعالیت سیستم‌های گرمابی زیردریایی موجود در طول گسل‌های ریفتی همزمان با آتشفشانی و رسوبگذاری عامل اصلی این نهشته بوده است. در واقع در محل چشمه‌های گرم کف دریا، سیالات کنوکسیونی، آهن، منگنز و استرانسیم و سایر عناصر را از سنگ‌های آتشفشانی کمرپایین شسته و از طریق گسل‌های همزمان با فرونشست و رسوبگذاری انتقال داده و وارد کف دریا نموده‌اند.

میزان استرانسیم در سنگ‌های آندزیت بازالت و سنگ‌های آذرآواری بیش‌تر از فراوانی استرانسیم در پوسته زمین است، بنابراین میزان Sr بالای کانسار می‌تواند نتیجه شستشوی این عنصر از فلدسپات‌های قلیایی از سنگ‌های آتشفشانی توسط سیالات گرمابی می‌باشد (Ostwald,1988). میزان بالای Sr در کانسار کوه‌ریگ موجب رخداد گسترده سلستیت در این کانسار شده است. امروزه در دنیا کانسارهای سلستیت بروندمی فاقد آهن مثل کانسار Ulas-sivas ترکیه (Tekin, 2001) شناسایی شده و کانسارهای BIF غنی از باریت (سولفات باریم) مثل کانسار Jingtieshan چین (Sun et al, 1998) نیز مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. کانسارهای BIF غنی از انیدریت (سولفات کلسیم) مثل کانسارهای آهن جزیره هرمز (عطاپور و آفتابی،۱۳۹۰) نیز گزارش گردیده است. اما تاکنون کانسارهای آهن آتشفشانی- بروندمی نوع غنی از سلستیت (سولفات استرنسیم) مشابه کانسار کوه‌ریگ تاکنون در ایران و جهان گزارش نشده است.

۸-۸- پیشنهادهای علمی و اکتشافی

الف- پیشنهادهای علمی:

- با توجه به اینکه در پهنه استرینگر کانسار کوه ریگ باریت رگه ای داریم، بررسی ارتباط کانسار کوه ریگ با رخدادهای باریت رگه ای در منطقه پیشنهاد می گردد.
- انجام مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار برای تعیین منشأ سیالات مؤثر در تشکیل کانسار، ضروری است.

ب- پیشنهادهای 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 کانسارهای سولفید توده‌ای Zn-Cu تشکیل می‌شود. لذا پی‌جویی به منظور اکتشاف این ذخایر می‌تواند مفید باشد.
- وجود دگرسانی کلریتی و سریسیتی می‌تواند به عنوان راهنمای خوبی برای اکتشاف کانسارهای آهن در منطقه باشد.

منابع

اخیانی، م.، "گزارش پتانسیل یابی اقتصادی ۱/۵۰۰۰ ترود"، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود.

آقانباتی،س ع.، (۱۳۸۸)، "**زمین‌شناسی ایران**"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۵۸۶ صفحه.

امام جمعه، ا.، (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار چاه موسی شمال غرب ترود"، استان سمنان، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۵ صفحه.

بابکی، آ.، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی الگوی کانسارسازی آهن در کانسار گل گهر سیرجان"، کرمان، دانشگاه باهنر کرمان، ۳۸۲ صفحه.

باقرزاده، ز.، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز ربیعی ترود جنوب شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

براتی، م.، قلی‌پور.، م.،(۱۳۹۲)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار ظفرآباد کردستان با استفاده از داده‌های عناصر جزئی و نادرخاکی کانی مگنتیت"، **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، شماره ۲، ج۵، صفحه ۲۳۵ تا ۲۵۴.

بومری، م.، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ژنز کانسنگ آهن سنگان خراسان"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۶۶ص.

پور حسینی، ف.، (۱۳۶۲)، "پژوهشی در منشأ توده‌های آذرین ایران زمین"، بررسی ژرف توده‌های نطنز و بزمان. گزارش شماره ۵۳، سازمان زمین‌شناسی کشور.

جعفریان، ع.، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژیکی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه زر – ترود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشگاه تهران

خادمی، م.، (۱۳۸۶)، پایان نامه دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ص.

رجایی، ا.، فردوست، ف.، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار آهن زیدر، شرق میامی"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۸ص.

سودی شعار، م.، (۱۳۸۰)، "نقشه اکتشاف در تعیین ماده معدنی ایران در جهان و الویت‌های اکتشافی در سال ۱۳۸۰"، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شاهوردی، م.، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی زمین‌شناسی اقتصادی اندیس مس علی نرخه، جنوب شرق ترود"، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.

صالحی نسب، س.، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار مس – سلستیت بندقیچی منطقه ترود، جنوب شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

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

فرهادی، ر.، (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه زمین‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره و ژنز کانسار آهن منگنزدار شمس آباد اراک"، دانشگاه تربیت مدرس.

قربانی، ق.، (۱۳۸۴)، رساله دکتری: "پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های آذرین جنوب شرق دامغان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

قربانی، ق.، (۱۳۸۶)، "**زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران**"، جلد ۱۰، چاپ اول، انتشارات آرین‌زمین، تهران، ۵۱۵ص.

قلی‌پور، م.، براتی، م.، (۱۳۹۲)، "مطالعه هاله‌های دگرسانی سدیک – کلسیت کانسار آهن ظفرآباد – استان کردستان"، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان.

عطاپور،ح.، آفتابی،ع.،(۱۳۹۰)، "معرفی الگوی جدید آهن نواری راپیتان برای کانسار آهن جزیره هرمز بندرعباس". سی‌امین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کل کشور.

کاظمی راد، م.، راستاد، ا.، محجل، م.، (۱۳۸۸)، "کانی‌شناسی، دگرسانی و ساخت و بافت کانسارهای آهن – منگنز هنشک، گلی و چشمه اسی در شمال شرق صفاشهر، استان فارس"، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

کریم‌پور، م.ح.، سعادت، س.، (۱۳۸۹)، **"زمین شناسی اقتصادی کاربردی"**، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۳۲ص.

کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده شفارودی، آ.، حیدریان، م، ح.، (۱۳۹۰)،" **اکتشاف ذخایر معدنی: مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیریکی"**، چاپ سوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۴ص.

متولی، ک.، (۱۳۸۴)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ کانسارهای آهن خسروآباد و تکیه بالا در شمال خاوری سنقر"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۸ ص.

محسنی، ص.، آفتابی، ع.، (۱۳۸۴)، "یافته های جدید ژئوشیمیایی و ساختاری در مورد سنگهای ریولیتی و کراتوفیری و ارتباط آنها با کانی زایی آهن در منطقه معدنی بافق- ایران مرکزی"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین‌شناسی.

مؤمن‌زاده، م.، قربانی، م.، (۱۳۷۴)، "مجموعه کانسارهای آهن در شمال غرب ایران"، شرکت آهن آجین.

هوشمندزاده، ا.، علوی نائینی. م.، حقی‌پور. ا.، (۱۳۵۷). **"تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"**، سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و معدنی کشور. ۱۳۸ص.

Reference

Alavi M. (1972) "Etude geologique de la region de Djam", G.S.I.Report: No.23.

Alavi M. Haghipour A. (1976**) "** Geological map of Toroud, scal 1:250000", Geological survey of Iran.

Alavi M. (1991) " Sedimentary and structural characteristics of the Paleo -Tethys remnants in northeastern Iran" Geological Society of America **Bulletin 13**, pp **983-992.**

Aya K. Gumanova N. G. Akhmedzhanov N. M.Varentsov S. I. Gerasimova C. I. Bulargina T. V. Shakhov Y. A. (1993) "The GTP-binding regulatory proteins, Gs and G (i),

are altered in erythrocyte membranes of patients with ischemic heart disease resulting from coronary atherosclerosis, Arteriosclerosis" Thrombosis, and Vascular Biology, **13(8), 1244-1251.**

Barrett T.J. and Maclean W.H. (1999)" Volcanic sequances, Litogeochemistry, and hydrothermal alternation in some bimodal volcanic associated massive sulfide systems, in volcanic associated massive sulfide deposits: prosses 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.**

Barnes H. L. (1997) " Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Vol. 1)". John Wiley & Sons.

Bergem.(1997) Volcano-sedimentary Irondeposit.Availab at: www.brgm.fr/MINEO/sitereport/European_ores_geologF.pdf

Gutzmer J.,Beukes N. J. (1996)"Mineral paragenesis of the Kalahari managanese field, South Africa" **Ore Geology Reviews, 11(6), 405-428.**

Bodnar R. J. (1983) "A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids" **Economic Geology, 78, 535-542.**

Bodnar R.J.(1993**) "** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solution Geochim .Cosmochim" .**Acta 57,683-684**.

Bodnar R. J. Vityk M. O. (1994) "Interpretation of microthermometric data for H2ONaCl fluid inclusions" Fluid inclusions in minerals: methods and applications, 117-130.

Bonatti E. (1975) "Metallogenesis at oceanic spreding centers**" Annu Rev Earth Planet Sci.Vol 3. pp 401-431.**

Bonatti E. Zerbi M. Kay R. Rydell H. (1976) "Metalliferous Deposits from the Apennine Ophiolites: Mesozoic Equiva-lents of Modern Deposits from Oceanic Spreading Centers", **Bull. Geol. Soc. Am**. **vol. 87, pp 83–94.**

Beukes N.J. Gutzmer J. Smit C.A. (2002) "Origin of high – Grade hematite orea at Thabazimbi mine, Limpopo province, south Africa" submitted in the fulfillment of the requirement for the degree.

Blounot C. W. Dickson F. W. (1969) "The solubility of anhydrite (CaSO 4) in NaCl-H 2 O from 100 to 450 C and 1 to 1000 bars" **Geochimica et Cosmochimica Acta, 33(2), 227-245.**

Brusnitsyn A. I. Zhukov I. G. (2005) "The South Faizuly manganese deposit in the southern Urals: Geology, psetrography, and formation conditions Lithology and Mineral Resources", 40(1), 30-47.

Choi J. H. Hariya Y. (1992) "Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro belt,northeastern Hokkaido, Japan. **Economic Geology" vol**. pp **1265-1274.**

Clout J. M. F. Simonson B. M. (2005) " Precambrian iron formation and iron formation-hosted iron ore deposits" **Economic Geology Anniversary** Volume., **100: 643-679.**

Cox K.G. Bell J.D. and Pankhurst R.J. (1979) "The interpretation of Igneous Rocks.George Allen and Unwin" **London, 450p**.

Cornell D. H. Schütte S. S. (1995) "A volcanic-exhalative origin for the world's largest (Kalahari) manganese field" Mineralium Deposita, **30(2), 146-151.**

Crerar D.A. Cormick R.K. Barnes H.L. (1982) "Geochemistry of manganese: an overview" in: Varentsov, I.M. and Grasselly, G., eds., Geology and geochemistry of manganese. Stuttgart, Schweizerbart sche Verlag, Vol. 1: 293-334.

Crosby H. A. Roden E. E. Johnson C. M. Beard B. L. (2007) "The mechanisms of iron isotope fractionation produced duringIron isotopes in banded iron formations 167 dissimilatory Fe(III) reduction by Shewanella putrefaciens and Geobacter sulfurreducens"**Geobiol.5(2), 169–189.**

Cullers R. L. Graf J. L. (1984) " Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocksIn Rare earth element geochemistry" Elsevier Amsterdam., Vol. 2, pp. **237-274..**

Evans A. M. (1997) "An introduction to economic geology and its environmental impact,Oxford"., **Blackwell**, **364** p.

Eilu P. Niiranen T. (2002) "Iron oxide-copper-gold deposits in Finland".

Farago A. Nishizuka Y. (1990) " Protein kinase C in transmembrane signaling" FEBS letters., 268(2), 350-354.

Füchtbauer H. Müller G. (1977),"Sediment-Petrologie".

Goss A. R. Kay S. M. (2009) "Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W)" Earth and Planetary Science Letters.

Gross G. A. (1996) “Algoma-type iron formation” In: Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles.

Goldschmidt V.M. (1954) “ Geochemistry, Oxford University Press. 152 p.
Guilbert J. M. Park Jr. C. F. (1986) "The geology of ore deposits, Freeman and Company" New York.

Hall D. L. Sterner S. M. Bodnar R. J. (1988) “Freezing point depression of NaClKCl-H2O solutions. London” **Economic Geology**., **83, 197-202.**

Harben P.W. Kužvart M.(1996) “Industrial minerals: a global geology” Industrial Minerals Information Ltd, London.

Harben P. W. Bates R. L. (1990) “Industrial minerals geology and world deposits Metal Bulletin”.

Harben P.W.(1999) “ The industrial minerals handybook, 3rd edition” Industrial Minerals Information Ltd, London.

Kesler E.S. (1994) “Mineral Resources, Economics and the Environment” **MacMillan College Publishing Company**, **391**p.

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.**

Kovalenko V. I. Naumov V. B. Girnis A. V. Dorofeeva V. A. Yarmolyuk V. V.(2010) “Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks Petrology", Vol. **18, No. 1**, pp. **1–26.**

Martin P. Roy J. R. (1992) “The oxygen abundance gradient in the barred spiral galaxy NGC 4303” **The Astrophysical Journal, 397, 463-476.**

Meschede M. (1986)“A method of discriminating between different types of mid – ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram” **Chem. Geo**., **56, 207 – 218.**

Nakamura N.(1974) “ Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites Geochim” **Cosmochim Acta**, **38, 757 – 775.**

Naumov G. B. Ryzhenko B. N. Khodakovsky I. L. (1974) “ Handbook of thermodynamic data” Transl. into ENGLISH of the publ. Handbook of Thermodyanic Data Moscow, Atomizdat., 1971.

Nicholson K. (1992) “Genetic types of manganese oxide deposits in Scotland: Indicators of paleo-Ocean-spreading rate and a Devonian geochemical mobility boundary” **Economic Geology**. Vol **87**. pp **1301-1309.**

Ostwald j . (1988) “Mineralogy of the Groote Eylandt manganese Oxied”: A. reviw. **Ore Geology Reviews, 4, 3-45.**

Pearce J.A. Parkinson I.J. (1996) “Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogensis” In: Prichard, H.m., Albaster, T.,Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.), Magmatic Processes in Plate Tectonics”. Geological Society of London **Special Publication, 373-403.**

Pirajno F.(1992) " Hydrothermal mineral deposits – Principles and fundamental concepts for the Exploration Geologist" **Springer-Verlag**. pp.**706** .

Ray G.E. (1995) “Fe skarns. In: Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Available on: www. Em.gov.bc.ca/Mining/Geolsurv/Metallicminerals/ Mineral deposit profiles/profiles/K03.htm.

Rona P. A. (1978) “Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust”. **Economic Geology Vol 73**. pp **35-60.**

Roedder E. (1965) “Liquid CO2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts” **American Mineralogist, 50(10), 1746.**

Roedder E. (1984) “Fluid inclusions Reviews in Mineralogy” Mineralogical Society of America.

Roedder E. Bodnar R. J. (1980) “Geologic pressure determinations from fluid inclucion studies” **annual Review Earth Planet. Sci., 8,263-301.**

Rossetti A. O. Oddo M.Logroscino G. Kaplan P. W.(2010) “ Prognostication after cardiac arrest and hypothermia” a prospective study. **Annals of neurology, 67(3), 301-307.**

Roy, S.(1981) “ Manganese Deposits” **Academic Press London**, **485 pp.**

Roy S. (1992) “ Environments and processes of manganese deposition” **Economic Geology 87, 1218–1236.**

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

Sun S. S. McDonough W. F. (1989) “A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes” In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geology. Soc. London. Spec. **Pub**., **42, 313 – 345.**

Sun H. Wu J. Yu P. Li J. (1998) " Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China" **Mineralium Deposita**, **34(1), 102-112.**

Siegel W. (1979) "Supersymmetric dimensional regularization via dimensional reduction" **Physics Letters B**, **84(2), 193-196**.

Starikova E V. (2001) " Behavior of Iron and Manganese in Hydrothermal Sedimentary Processe: 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**, pp **71–77.**

Sylvestre G. Timoleon N. Djibril K. N. G. Paul N. J. Marianne N. F. (2015) "Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: Implications for the origin and depositional environment" **Chemie der Erde-Geochemistry, 75(3), 375-387.**

Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) "The Continental Crust:Its Composition andEvolution. Blackwell,Oxford". Rev. **Geophys. 33,241 – 265.**

Tekin S. Mega M. S. Masterman D. M. Chow T. Garakian J. Vinters H. V. Cummings J. L. (2001) " Orbitofrontal and anterior cingulate cortex neurofibrillary tangle burden is associated with agitation in Alzheimer disease" **Annals of neurology, 49(3), 355-361.**

Titley S.R. Bean R.F. (1981) "Porphyry coppers deposits" **economic geology, 75**, P, **214-269.**

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.**

Varentsov I. M. Veinmarn A. B. Rozhnov A. A. (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.**

Warren J.(1999) "Evaporites their evolution and economics" Blackwell Science Pty Ltd.

Wilkinson J.J.(2001) " Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits**" Lithos, 25, 229-279**

Wu H. Niu X. Zhang L. Pirajno F. Luo H. Qin F. Qi, M. (2015) " Geology and geochemistry of the Macheng Algoma-type banded iron-formation, North China Craton: Constraints on mineralization events and genesis of high-grade iron ores". **Journal of Asian Earth Sciences**, **113, 1179-1196**.

Abstract

Kuhe Rig iron-celestite deposit is located in 130Km south of Shahrood and 17 Km south of Toroud, in the northern part of the central Iran zone and in the Sabzevar subzone. Mineralization occurred in the Eocene volcano-sedimentary sequence dominated by andesite basalt, basalt and crystal lithic tuffs. In this deposit, three hydrothermal facies are observed: 1)Vein-veinlets facies, hosted by andesite-basalt: consisting hydrothermal calcite-barite-quartz- and quartz veins, 2) Breccia facies, hosted by volcaniac breccia: in which angular volcanic pieces are surround by goethite and hematite, and 3) banded facies, hosted by fine grain tuff, which involves alternations of ore-bearing bands and concordant with crystal lithic tuff bands. Other than the hydrothermal veins, there are also diagenetic calcite-manganese oxide veins cross-cutting the former veins, and deformation calcite-(manganese) joint-filling veins. The main structure and texture of the deposit consists of bandded-laminated, brecciated, and colloform and disseminated textures. Based on petrographic, X-ray diffraction (XRD), and Electron probe (EPMA) studies, the main minerals in the deposit consist of hematite, magnetite, celestite, pyrolusite, psilomelane, goethite, and gypsum. The initial hydrothermal alteration in the zone consists of sericite and chlorite alteration. Of course, the argillic alteration in the sericite zone has also been observed resulting from supergen and weathering processes. Based on the chemical analysis through ICP-MS/OES methods, the Kuhe Rig iron-celestite deposit samples plot in the range of hydrothermal deposits according to the Co-Ni-Cu, Co+Ni+Cu-Co/Zn, Mn-Fe-(Ni+Co+Cu)*10 geochemical diagrams, and Co/Zn and Mn/Fe ratios. The volcanic rocks in the (Zr/Y)/(La/Yb), Zr/Yb, Yb/Th digrams have transitional nature, and their Primitive Mantle-normalised spider diagram indicate a continental margin arc setting for their deposition. The fluid inclusion studies on the calsite-barite-quartz- and quartz veins from the stringer zone shows homogenization temperature between 139 and 315 ˚C for calcite and between 129 and 298 ˚C for quartz. The salinity for calcite and quartz range between 2.13 and 12.4, and between 0.6 and 6.47 eq. wt% NaCl, respectively. Based on petrography of fluid inclusions, the occurrence of boiling in the mineralization is not observed.

The Kuhe Rige Fe-Sr deposit due to the volcano-sedimentary nature of the host rock sequence, layered geometry of ore body, structure and textures and mineralogy of ores, ore facies, alteration zones and geochemical features shows many similarities with the volcanic-exhalative iron deposits. It should be noted that high amounts of celestite is of special characters of the mineralization and any similar deposits has not been reported in Iran and the world.

Key words: iron – celestite, volcanic – exhalative, Eocene, Kuhe Rig, Toroud, Shahrood

Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSc Thesis in Economic geology

Title of thesis: **Mineralogy, geochemistry and genesis of the Kuhe Rig Iron – Celestite deposit, South of Shahrood**

By: **Mona Mahdevari**

Supervior:
Dr. Fardin Mousivand

Advisor:
Dr. Mahmood Sadeghiyan

September 2016