

صلى الله عليه وسلم



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار روی-سرب هفتهر،

جنوب‌غربی عقدا

نگارنده:

وحید کوه‌جانی گوجی

استاد راهنما:

دکتر فردین موسیوند

استاد مشاور:

دکتر عبدالرحمن رجبی

شهریور ۱۳۹۷

تقديم به

■ ■ ■

سپاسگزاری

....

تعهدنامه

اینجانب **وحید کوهجانی گوجی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه با موضوع "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار روی-سرب هفتم، جنوب‌غربی عقدا" تحت راهنمایی دکتر فردین موسیوند متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه 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 پایان‌نامه 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 است و مقالات مستخرج بانام **دانشگاه صنعتی شاهرود** و یا **Shahrood University of Technology** به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، 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:

امضاء دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات، مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود است. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز ناست.

چکیده

کانه‌زایی روی- سرب هفته‌ر در ۳۲ کیلومتری جنوب غرب عقدا و ۱/۸ کیلومتری غرب روستای هفته‌ر در توالی رسوبی کامبرین پیشین- میانی در پهنه ایران مرکزی رخ داده است. سنگ میزبان کانسنگ شیل سیاه و ماسه‌سنگ است. کانه‌سازی در توالی میزبان به شکل توده‌ای، لایه‌ای و رگه- رگچه‌ای رخ داده است. بر اساس ماهیت کانی‌شناسی اولیه و ساخت و بافت ماده معدنی، می‌توان سه رخساره کانهدار را از هم متمایز نمود که این رخساره‌ها بر اساس جایگاه آن‌ها نسبت به محل خروج سیال کانه‌ساز از پایین به بالا عبارت‌اند از: الف) رخساره کانسنگ رگه- رگچه‌ای که در زیر بخش توده‌ای کانسار واقع شده است و شامل رگه‌های سیلیسی- کلسیتی است که دارای مقدار کمی کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و پیریت می‌باشند. در بخش‌هایی از این رخساره بلورهای باریت نیز وجود دارد. رگه- رگچه‌های این رخساره لایه‌بندی سنگ میزبان را قطع کرده و آثار برشی شدن و کانه‌زایی دانه پراکنده نیز در این رخساره مشاهده شده است. ب) رخساره مجموعه دهانه‌ای (توده‌ای) که بخش پر عیار کانسار را تشکیل می‌دهد و شامل کانی‌سازی سولفید توده‌ای و هم‌شیب با رسوب‌گذاری است. ویژگی اصلی این رخساره جانشینی حجم زیاد سنگ میزبان توسط پیریت، گالن و اسفالریت و نسبت بسیار پایین ترکیبات آواری به ترکیبات سولفیدی است. کانی‌های غالب این رخساره شامل پیریت‌های نسل اول است که توسط گالن و اسفالریت نسل دوم جانشین شده‌اند. فرآیند غالب در این رخساره واکنش سیال کانه‌ساز با سولفیدهای نسل اول است که نتیجه آن تشکیل بافت‌های رگه- رگچه‌ای، توده‌ای و جانشینی است و ج) رخساره کانسنگ لایه‌ای که نسبت به رخساره توده‌ای از ضخامت کمتری برخوردار است و شامل تناوب لایه‌های سنگ میزبان شیلی و لامینه‌های سولفیدی است که به‌صورت هم‌روند و هم‌خوان با لایه‌بندی و هم‌زمان با رسوب‌گذاری (چینه‌سان) تشکیل شده است. همچنین ته‌نشست سولفیدها به‌صورت پراکنده ممکن است لامینه‌های متناوب غنی از پیریت (Py) و مواد آلی و همچنین لامینه‌های غنی از پیریت (Py)، گالن (Gn) و اسفالریت (Sph) تشکیل دهد

(به صورتی که ترکیب سنگ میزبان قابل تشخیص نباشد). پیریت کانی اصلی این رخساره است. بافت‌های اصلی این رخساره شامل لامینه و دانه پراکنده است و فرآیندهای دگرشکلی موجب چین خوردگی این رخساره شده است. دگرسانی‌های عمده همراه با کانه‌سازی، شامل دگرسانی کلریتی و دگرسانی سیلیسی-کربناتی-سریسیتی است.

مطالعات ژئوشیمیایی کانسنگ در محدوده هفت‌ه‌ر نشان می‌دهد که منشأ شیل میزبان کانه‌زایی گرانیت-گرانودیوریت و محیط تکتونیکی تشکیل کانسار حاشیه فعال قاره‌ای است. عناصر Ba, Ag, Cu و Sr در رخساره توده‌ای و As, Sb, Cd در رخساره لایه‌ای غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در جهت تغییر از رخساره توده‌ای به لایه‌ای غنی‌شدگی عناصر As, Cd, Zn و Sb قابل مشاهده است.

مطالعات ایزوتوپی گوگرد انجام‌شده بر روی کانی‌های سولفیدی گالن و پیریت نشان‌دهنده محدوده تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ بین ۱۶/۶ تا ۱۸/۶ در هزار است که با توجه به شواهد موجود می‌توان منشأ گوگرد سیال کانه‌دار را به احیای باکتریایی سولفات آب دریا (BSR) در پرکامبرین پسین نسبت داد.

با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زایی در محدوده معدنی هفت‌ه‌ر، از جمله محیط تکتونیکی، سنگ دربرگیرنده، رخساره‌های کانه‌دار، شکل هندسی ماده معدنی، کانی‌شناسی، محتوای فلزی، منطقه‌بندی فلزی و کانی‌شناسی موجود در کانسار، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، دگرسانی و مقایسه آن‌ها با ویژگی‌های اساسی ذخایر روی-سرب با میزبان رسوبی، کانسار هفت‌ه‌ر را می‌توان در رده کانسارهای رسوبی-بروندمی (SEDEX) تیپ Selwyn تشکیل‌شده زیر بستر دریا (Sub sea floor) طبقه‌بندی نمود.

واژگان کلیدی: روی-سرب، ایزوتوپ گوگرد، کامبرین پیشین-میانی، هفت‌ه‌ر، بلوک یزد، رسوبی-

بروندمی

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

۱. کوه جانی. و.، موسیوند. ف.، رجبی. ع.، ساخت و بافت، رخساره های کانسنگ و الگوی تشکیل کانسار روی- سرب هفتهر، جنوب غرب عقدا، نهمین همایش ملی زمین شناسی اقتصادی ایران، بیرجند (۱۳۹۶).
۲. کوه جانی. و.، موسیوند. ف.، رجبی. ع.، کانسار روی- سرب هفتهر: نمونه ای از کانسارهای رسوبی- بروندمی نوع Selwyn، بلوک یزد، ایران مرکزی. سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۹۶).

فهرست مطالب

۱- فصل اول:	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه	۴
۱-۳- شرایط آب و هوایی	۴
۱-۴- وضعیت معیشتی	۵
۱-۵- زمین ریخت‌شناسی منطقه	۵
۱-۶- فعالیت‌های معدنکاری گذشته و سابقه مطالعات قبلی	۷
۱-۶-۱- تاریخچه معدنکاری	۷
۱-۶-۲- مطالعات پیشین	۸
۱-۷- طرح مسأله و اهداف مطالعه	۹
۱-۸- روش مطالعه	۱۰
۱-۸-۱- جمع‌آوری اطلاعات و منابع	۱۰
۱-۸-۲- مطالعات صحرایی	۱۰
۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی	۱۱
۱-۸-۴- مطالعات دفتری	۱۱
۱-۹- رده‌بندی کنسارهای سرب و روی	۱۲
۱-۱۰- کنسارهای سرب و روی رسوبی- برون‌دمی (SEDEX)	۱۴
۱-۱۱- کنسارهای سرب و روی در ایران	۱۶

۱۷	۱-۱۱-۱- ادوار کانسارسازی سرب و روی ایران
۱۹	۱-۱۲-۱- جایگاه کانسار روی- سرب هفتم در زمین ساخت ایران
۱۹	۱-۱۲-۱- پهنه ایران مرکزی
۲۰	۲-۱۲-۱- بلوک یزد
۲۱	۳-۱۲-۱- منطقه عقدا
۲۳	۲- فصل دوم:
۲۴	۱-۲- مقدمه
۲۴	۲-۲- پهنه ایران مرکزی
۲۵	۱-۲-۲- بلوک لوت
۲۶	۲-۲-۲- بلوک طبس
۲۶	۳-۲-۲- بلوک نایبند
۲۶	۴-۲-۲- بلوک راور- مزینو
۲۷	۵-۲-۲- بلوک کلمرد
۲۸	۶-۲-۲- بلوک پشت بادام
۲۸	۷-۲-۲- بلوک یزد
۲۹	۳-۲- تکامل پهنه ایران مرکزی
۳۱	۴-۲- چینه شناسی پهنه ایران مرکزی
۳۱	۱-۴-۲- نئوپروتروزوئیک
۳۲	۲-۴-۲- کامبرین

۳۲	 ۳-۴-۲ اردو پسین
۳۳	 ۴-۴-۲ سیلورین
۳۳	 ۵-۴-۲ کربنifer
۳۳	 ۶-۴-۲ پرمین - تریاس
۳۴	 ۷-۴-۲ ژوراسیک - کرتاسه
۳۴	 ۸-۴-۲ ترشیری
۳۵	 ۵-۲ ماگماتیسیم ناحیه‌ای
۳۶	 ۶-۲ زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه معدنی هفتهر
۳۶	 ۱-۶-۲ چینه‌شناسی
۳۷	 ۲-۶-۲ تشکیلات ریزو
۴۳	 ۳-۶-۲ سنگ‌های آذرین محدوده هفتهر
۴۴	 ۷-۲ زمین‌شناسی ساختمانی
۴۶	 ۱-۷-۲ بلوک شرقی
۴۹	 ۳- فصل سوم:
۵۰	 ۱-۳ مقدمه
۵۱	 ۲-۳ افق کانه‌دار روی - سرب در توالی رسوبی کامبرین پیشین
۵۲	 ۱-۲-۳ رخساره رگه - رگچه‌ای (Stringer zone)
۵۳	 ۲-۲-۳ رخساره توده‌ای - مجموعه دهانه‌ای (Massive ore-vent complex facies)
۵۳	 ۳-۲-۳ رخساره کانسنگ لایه‌ای (Bedded ore facies)

۵۵	۳-۳- دگرسانی
۵۵	۳-۳-۱- دگرسانی کلریتی
۵۶	۳-۳-۲- دگرسانی سیلیسی- کربناتی
۵۷	۳-۳-۳- دگرسانی سریسیتی
۵۷	۳-۱- پهنه‌بندی دگرسانی
۶۱	۴- فصل چهارم:
۶۲	۴-۱- مقدمه
۶۲	۴-۲- کانی‌شناسی و بافت کانی‌ها
۶۳	۴-۲-۱- کانی‌های اولیه
۶۶	۴-۲-۲- کانی‌های ثانویه
۶۸	۴-۳- توالی پاراژنتیک کانی‌ها
۶۹	۴-۳-۱- مرحله اول: فعالیت‌های رسوبی- برون‌دمی و دیاژنز
۷۰	۴-۳-۲- مرحله دوم: پس از کانه‌زایی: دگرشکلی، هوازگی و سوپرژن
۷۱	۵- فصل پنجم:
۷۲	۵-۱- مقدمه
۷۴	۵-۲- عناصر اصلی و عناصر کمیاب
۷۴	۵-۳- ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی روی و سرب
۷۵	۵-۴- رفتار روی و سرب در محیط اکسیداسیون و احیا
۸۱	۵-۵- محیط رسوبی و تکتونیکی تشکیل کانسار

- ۵-۵-۱- نمودار تابع تمایزی ماسه سنگ ۸۲
- ۵-۵-۲- نمودار تمایزی محیط تکتونیکی تشکیل شیل - ماسه سنگ ۸۳
- ۵-۵-۳- نمودارهای تمایزی ماسه سنگ - گل سنگ ۸۳
- ۵-۶- منشأ سنگ های تخریبی میزبان کانه زایی ۸۴
- ۵-۷- تغییرات عناصر کمیاب در توالی میزبان ۸۵
- ۵-۸- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی ۸۵
- ۵-۸-۱- بهنجار سازی NASC برای رسوبات ۸۷
- ۵-۹- پهنه بندی فلزی در رخساره های لایه ای و توده ای در کانسار هفتر ۸۸
- ۵-۱۰- میزان پراکندگی و ضریب همبستگی عناصر ۹۰
- ۵-۱۱- تعیین محیط تکتونیکی سنگ های آذرین و نفوذی ۹۱
- ۵-۱۲- ایزوتوپ گوگرد ۹۳
- ۶- فصل ششم: ۱۰۱
- ۶-۱- مقدمه ۱۰۲
- ۶-۲- توضیحاتی در مورد شواهد به دست آمده در محدوده هفتر ۱۰۲
- ۶-۲-۱- محیط زمین شناسی ته نشست و سنگ میزبان ۱۰۲
- ۶-۲-۲- ساخت، بافت و رخساره های کانه دار ۱۰۴
- ۶-۲-۳- کانی شناسی ۱۰۵
- ۶-۲-۴- دگرسانی و پهنه های دگرسانی ۱۰۶
- ۶-۲-۵- محیط تکتونیکی تشکیل کانسار هفتر ۱۰۶

- ۶-۲-۶- ژئوشیمی سنگ دربرگیرنده، کانسنگ و پهنه‌بندی فلزی ۱۰۷
- ۶-۲-۷- منشأ گوگرد سیال کانه‌ساز ۱۰۸
- ۶-۲-۸- الگوی تشکیل کانسار هفتهر و شرایط فیزیکی- شیمیایی سیال کانه‌ساز ۱۰۹
- ۶-۳- مقایسه ویژگی‌های کانسار هفتهر با انواع کانسارهای SEDEX در ایران و جهان ۱۱۲
- ۶-۴- بازسازی حوضه رسوبی تشکیل کانسار هفتهر و مراحل تکوین آن ۱۱۶
- ۶-۵- پیشنهادها ۱۱۹
- ۷- منابع ۱۲۰

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱ الف) نقشه راه‌های دسترسی به کانسار روی- سرب هفتهر، جنوب غربی عقدا..... ۴
- شکل ۲-۱ موقعیت مکانی کانسار روی- سرب هفتهر بر روی تصویر ماهواره‌ای..... ۵
- شکل ۳-۱ محل قرارگیری واحدهای سازند لالون در هسته دو تاقدیس در بخش شمالی کوه بندگان و محل قرارگیری محدوده مورد مطالعه در یال شمالی تاقدیس هفتهر..... ۷
- شکل ۴-۱ الف و ب) چاه‌های قدیمی حفرشده به منظور کار اکتشافی، پ و ت) تونل‌های شدادی قدیمی که به صورت دنبال رگه حفرشده‌اند..... ۸
- شکل ۵-۱ انواع محیط‌های تکتونیکی تشکیل کانسارهای تیپ SEDEX..... ۱۶
- شکل ۶-۱ نقشه توزیع کانسارهای روی- سرب با میزبان رسوبی و ایالت‌های فلزایی آن‌ها..... ۱۹
- شکل ۱-۲ نقشه زیر پهنه‌های ایران مرکزی برگرفته از (Alavi, 1991) و موقعیت کانسار هفتهر ۲۷
- شکل ۲-۲ محدوده پهنه ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن (آقابات، ۱۳۸۳) و موقعیت کانسار هفتهر..... ۲۹
- شکل ۳-۲ نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و گسل‌های اصلی برگرفته از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰..... ۳۸
- شکل ۴-۲ الف) تصویر صحرایی ریولیت سری ریزو و ب) تصویر کانی‌سازی باریت- مس (دید به سمت غرب)..... ۳۹
- شکل ۵-۲ الف) نمای بخش سبز و دگرسان شده شیل ماسه‌ای هشتم در مقابل میلا در مجاورت گسل اصلی..... ۳۹
- شکل ۶-۲ الف) نمایی از کوارتزیت فوقانی با کنتاکت گسله با بخش ۳ میلا..... ۴۰
- شکل ۷-۲ نمای از بخش ۴ سازند میلا..... ۴۲
- شکل ۸-۲ نمای از واحدهای سنگ‌شناسی منطقه..... ۴۳
- شکل ۹-۲ الف و ب) نمایی از سیل دیابازی دگرسان شده در مجاورت شیل‌های سبز هشتم..... ۴۳

- شکل ۱۰-۲ بخشی از نقشه ۱:۵۰۰۰ زمین‌شناسی و واحدهای سنگ‌شناسی محدوده و موقعیت
 کانه‌زایی روی-سرب هفتهر ۴۴
- شکل ۱۱-۲ ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی هفتهر ۴۴
- شکل ۱۲-۲ (الف) نمایی از گسل F1 بر روی تصویر هوایی و موقعیت بلوک‌های شرقی و غربی و ۴۷
 شکل ۱۳-۲ (الف) دگرشکلی و چین‌خوردگی در واحد شیلی، (ب) نمایی از چین‌خوردگی در واحد
 آهکی میلا در بخش شرقی محدوده مورد مطالعه ۴۸
- شکل ۱۴-۲ نمایی از دو گسل اصلی محدوده مورد مطالعه که عملکرد گسل F1 موجب جابجایی
 گسل طولی F2 گردیده است (دید به سمت جنوب-غرب) ۴۸
- شکل ۱-۳ ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی هفتهر و موقعیت رخداد کانه‌زایی ۵۲
- شکل ۲-۳ (الف) رگه استرینگر که لایه‌بندی سنگ میزبان را قطع کرده است (دارای کانه‌های
 سولفیدی) و همچنین رگه‌های استرینگر که تحت تأثیر تکتونیک هم‌روند لایه‌بندی قرار گرفته‌اند، (ب)
 تصویر میکروسکوپی کانه‌های سولفیدی استرینگر، (پ) رگه استرینگر (V1) همراه با کانه‌های سولفیدی
 و بافت برشی و همچنین رگه‌های ثانویه قطع کننده (V2)، (ت) تصویر میکروسکوپی رگه‌های استرینگر
 و رگه‌های ثانویه سیلیسی-کلسیتی ۵۳
- شکل ۳-۳ نمایی از رخساره توده‌ای: الف، ب، پ و ت) نمونه دستی کانسنگ توده‌ای با بافت برشی
 که گالن و اسفالریت (Gn- Sph2) نسل دوم جانشین پیریت نسل اول (Py) شده‌اند ۵۴
- شکل ۴-۳ نمایی از رخساره کانسنگ لایه‌ای: الف) لامینه‌های سولفیدی که به‌صورت هم‌خوان با
 لایه‌بندی سنگ میزبان قرار گرفته است، (ب) لایه‌های غنی از پیریت در مجاورت لایه‌های غنی از گالن و
 اسفالریت، (پ) لامینه‌های سولفیدی (پیریت) که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی دچار دگرشکلی شده‌اند.
 ۵۴
- شکل ۵-۳ نمایی از دگرسانی کلریتی-سریسیتی: الف) تصویر صحرایی دگرسانی کلریتی، (ب)
 تصویر نمونه دستی، (پ) تصویر میکروسکوپی در نور پلاریزه که نشان‌دهنده دگرسانی کلریتی (Chl)

است، ت) تصویر دگرسانی کلریتی میزبان شیلی در مغزه حفاری همراه با رگه‌های سیلیسی - کلسیتی با بافت استوک‌ورک. ث) تصویر میکروسکوپی این دگرسانی در نور طبیعی و ج) تصویر این دگرسانی در نور پلاریزه که شامل دگرسانی کلریتی (Chl) و سریسیتی (Ser) است. ۵۶

شکل ۳-۶ نمایی از دگرسانی سیلیسی - کربناتی ۵۸

شکل ۳-۷ نمایی از دگرسانی سریسیتی ۵۸

شکل ۳-۸ الگوی نمادین رخساره‌های کانه‌دار و پهنه‌های دگرسانی. ۵۹

شکل ۴-۱ الف) تصویر رخساره استرینگر بارگه‌های پیریتی اولیه، ب) تصویر میکروسکوپی پیریت اولیه همراه با اسفالریت در نور انعکاسی، پ) نمونه دستی رخساره کانسنگ لایه‌ای با لامینه‌های دگرشکل شده پیریت اولیه با بافت لامینه، ت) تصویر میکروسکوپی نور انعکاسی پیریت‌های ریزدانه اولیه، ث) نمونه دستی شامل پیریت اولیه به صورت لایه‌ای و ج) تصویر میکروسکوپی در نور عبوری نشان‌دهنده پیریت‌های اولیه (Py1) و دوم (Py2) با بافت لامینه و جانشینی. ۶۴

شکل ۴-۲ الف) نمایی از کانه اسفالریت درشت‌بلور در رخساره توده‌ای و ب) تصویر کانه اسفالریت در رخساره لایه‌ای. ۶۴

شکل ۴-۳ تصاویر میکروسکوپی کانه گالن: الف) در رخساره استرینگر، ب) در رخساره لایه‌ای و پ) در رخساره توده‌ای. ۶۵

شکل ۴-۴ تصویر میکروسکوپی کالکوپیریت در رخساره استرینگر که به صورت هم رشد با گالن دیده می‌شود. ۶۵

شکل ۴-۵ الف) رگه کوارتزی استرینگر همراه با کانه‌زایی، ب) تصویر میکروسکوپی رگه استرینگر همراه با کانه‌زایی و پ) تصویر رگه کوارتزی دگرشکل شده فاقد کانه‌زایی. ۶۶

شکل ۴-۶ تصویر نمونه دستی حاوی کانی هماتیت (Hem) و گوتیت (Gt): الف) نمونه مربوط به پهنه گوسان و ب) نمونه مربوط به پهنه استرینگر. ۶۶

شکل ۴-۷ نمونه دستی دارای رگه‌های کلسیتی (Ca). ۶۸

- شکل ۴-۱۴ مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و ساخت و بافت مربوط به آن‌ها در کانسار هفتهر. ۷۰
- شکل ۵-۱ دیاگرام pH-Eh مربوط به عناصر روی و سرب. ۸۱
- شکل ۵-۲ موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان کانسار هفتهر در نمودار تابع تمایزی ماسه‌سنگ: A: جزایر کمانی اقیانوسی، B: جزایر کمانی قاره‌ای، C: حاشیه فعال قاره‌ای، D: حاشیه غیرفعال قاره‌ای. ۸۲
- شکل ۵-۳ موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان کانسار هفتهر در نمودار تمایزی محیط تکتونیکی تشکیل شیل - ماسه‌سنگ: A: جزایر کمانی اقیانوسی، B: جزایر کمانی قاره‌ای، D و C: حواشی فعال و غیرفعال قاره‌ای. ۸۳
- شکل ۵-۴ موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان کانسار هفتهر در نمودار تمایزی ماسه‌سنگ - گلسنگ ۸۴
- شکل ۵-۵ نمودار تعیین منشأ شیل و موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان شیلی کانسار هفتهر. ۸۵
- شکل ۵-۶ نمودار تغییرات عناصر در رخساره‌های مختلف کانسار هفتهر. ۸۶
- شکل ۵-۷ بهنجارسازی نمونه‌های شیلی سنگ میزبان کانسار هفتهر نسبت به کندریت. ۸۸
- شکل ۵-۸ نمودار لگاریتمی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نمونه‌های کانه‌دار رخساره لایه‌ای نسبت به شیل دگرسان نشده محدوده هفتهر. ۸۹
- شکل ۵-۹ نمودار لگاریتمی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نمونه‌های کانه‌دار رخساره توده‌ای نسبت به شیل دگرسان نشده محدوده هفتهر. ۹۰
- شکل ۵-۱۰ نمودار لگاریتمی مقایسه تغییرات میزان Cu در رخساره‌های مختلف (رنگ قرمز: لایه‌ای، آبی: توده‌ای و سبز: استرینگر). ۹۰
- شکل ۵-۱۱ الف) دیاگرام (Pearce, 1996) برای تعیین نوع سنگ‌های نفوذی، ب) دیاگرام (Le Bas et al., 1986) برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین. ۹۲

- شکل ۵-۱۲ دیاگرام‌های سه‌تایی برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های نفوذی (Wood, 1980). ۹۲
- شکل ۵-۱۳ دیاگرام دوتایی برای تعیین ماهیت سنگهای آذرین و نفوذی (Barrett & Maclean, 1994). ۹۲
- شکل ۵-۱۴ نمودار فراوانی و مقادیر $\delta^{34}S$ در کانههای گالن و پیریت. ۹۵
- شکل ۵-۱۵ نمودار فراوانی مقادیر ایزوتوپی گوگرد در رخساره‌های مختلف: قرمز لایه‌ای، آبی: توده‌ای و سبز: استرینگر. ۹۶
- شکل ۵-۱۶ تغییرات فراگیر در $\delta^{34}S$ تبخیری‌ها و موقعیت نمونه‌های آنالیز شده کانسار هفتهر (علامت فلش) برگرفته از (Claypool et al, 1983). ۹۹
- شکل ۶-۱ توالی سنگ‌های میزبان در کانسارهای SEDEX (Lydon, 1996). ۱۰۳
- شکل ۶-۳ رخساره‌های کانسنگ و کانه‌های معمول در هر رخساره و پهنه‌های دگرسانی. ۱۰۵
- شکل ۶-۴ رخساره‌های زمین‌شناسی کانسارهای SEDEX (Lydon, 2004). ۱۱۰
- شکل ۶-۵ تصویر شماتیک محیط تکتونیکی تشکیل کانسار هفتهر. ۱۱۰
- شکل ۶-۶ انواع کانسارهای تیپ SEDEX (Goodfellow & Lydon, 2007) الف) کانسار تیپ Selwyn و ب) کانسار تیپ McArthur. ۱۱۵
- شکل ۶-۷ مراحل تکامل و تحول حوضه رسوبی در محدوده مطالعاتی هفتهر. ۱۱۸

فهرست جداول

- جدول ۱-۱ ادوار مهم کانه‌زایی سرب و روی ایران (براساس شهاب‌پور، ۱۳۸۶)..... ۲۱
- جدول ۱-۴ شماره نمونه، موقعیت و نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)..... ۶۸
- جدول ۱-۵ کد و نوع نمونه‌های برداشت شده از کانسار هفته‌ر جهت آنالیزهای ICP-MS و XRF ۷۳
- جدول ۲-۵ مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه هفته‌ر به روش ICP-MS (بر حسب ppm)..... ۷۶
- جدول ۳-۵ ضریب همبستگی پیرسون برای عناصر کمیاب در نمونه‌های کانسار هفته‌ر..... ۹۱
- جدول ۴-۵ فراوانی و جرم ایزوتوپ‌های مختلف گوگرد..... ۹۳
- جدول ۱-۶ مقایسه کانسار هفته‌ر با انواع کانسارهای SEDEX..... ۱۱۳
- جدول ۲-۶ مقایسه کانسار هفته‌ر با کانسارهای SEDEX ایران..... ۱۱۵

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

با پیشرفت فناوری و استفاده از ابزارآلات مختلف در امور زندگی روزمره، انسان به مواد معدنی مختلف (فلزی، سنگ و...) نیاز دارد. سرب و روی از جمله فلزاتی است که از قدیم در صنایع مختلف مورد استفاده بشر قرار گرفته است.

فلز روی در ابزارهای برنزی ساخته شده مربوط به ۵۰۰۰ سال پیش یافت شده و نزدیک به ۲۰۰۰ سال است که به عنوان یکی از فلزات تشکیل دهنده آلیاژ برنج از آن استفاده می شود. سرب یکی از پرمصرف ترین فلزات غیرآهنی است و یکی از شش فلزی است که از هزاره چهارم قبل از میلاد مسیح شناخته شده و مورد استفاده قرار می گرفته است.

در طبیعت، دو عنصر سرب و روی همواره باهم آمیخته بوده و سنگ های درون گیر مشترکی دارند. نزدیک به ۷۰ درصد تولید ناخالص سرب جهان، از کانسنگ های آمیخته سرب و روی به دست می آید. البته در این کانسنگ ها، روی بیشتر از سرب است. ۲۰ درصد از تولید سرب نیز مربوط به کانسنگ های مخلوط سرب و روی است که در آن ها مقدار سرب بیشتر از روی است. ۱۰ درصد بقیه تولید سرب نیز در رابطه با کانسنگ های پیچیده به همراه مس است. نزدیک به ۱۳۰ نوع کانی سرب شناخته شده است که از میان آن ها سولفید سرب یا گالن مهم ترین و اقتصادی ترین نوع کانه سرب است و ۹۰ درصد از تولید فلز سرب نیز از آن به دست می آید.

مهم ترین کانی های سرب گالن (PbS)، سروزیت ($PbCO_3$) و انگلزیت ($PbSO_4$) است.

از مهم ترین کانی های روی، اسفالریت (ZnS)، هیدروزینکیت، همی مورفیت (هیدروسیلیکات روی، کالامین) و ویله میت ($ZnSiO_4$) را می توان نام برد.

بیشترین مصرف سرب در ایران را باتری های تر به خود اختصاص داده اند. فلز نرم و سنگین سرب، در صفحه های باتری، یاتاقان، حروف چاپ، مهمات، لحیم کاری و غلاف کابل ها بکار می رود. سرب فلزی استراتژیک است، آن هم به این دلیل که قسمت عمده فعالیت های شهری و نظامی به انرژی ذخیره

شده در باتری‌های اسیدی- سربی متکی است. به‌طور کلی، بخش اصلی مصرف فلز سرب، در ترابری و صنایع الکتریکی صورت می‌گیرد.

بزرگ‌ترین ذخایر سرب و روی در کانادا، استرالیا، پرو، مکزیک، لهستان و روسیه قرار دارد. در مجموع ۵۰ کشور، سرب پالایش شده جهان را تولید می‌کنند که به علت افزایش قراضه‌های سرب، واحدهای ذوب ثانویه نیز ایجاد شد.

سرب و روی به‌صورت‌های مسیوسولفید، اسکارن، تیپ دره می سی سی پی و سدکس تشکیل کانسار می‌دهند. ایران به لحاظ کانه‌زایی سرب و روی، دارای پتانسیل بالایی است، زیرا بیش از ۶۰۰ معدن، کانسار و رخداد معدنی سرب و روی در پهنه ایران زمین شناخته‌شده است (قربانی، ۱۳۸۱). با توجه به این مطلب، تدوین برنامه‌ریزی‌های مناسب در زمینه اکتشاف، استخراج و بهره‌برداری از این مواد معدنی بیش از پیش باید مورد توجه قرار گیرد. کانسارهایی همچون کوشک، چاه‌میر، زریگان، بهرام تاج، دره انجیر، مهدی‌آباد، نخلک و ... از جمله کانسارهای سرب و روی ایران است که در پهنه ایران مرکزی واقع شده است و این پهنه را از نظر کانی‌سازی خصوصاً کانی‌سازی‌های سرب و روی حائز اهمیت می‌سازد.

مجموع ذخایر سرب و روی ایران افزون بر ۲۰۰ میلیون تن کانسنگ سرب و روی برآورد می‌شود که با توجه به عیار آن، دارای ۱۸ میلیون تن روی و ۵ میلیون تن سرب هستند. البته احتمال پیدایش ذخایر بزرگ در ایران بسیار زیاد است.

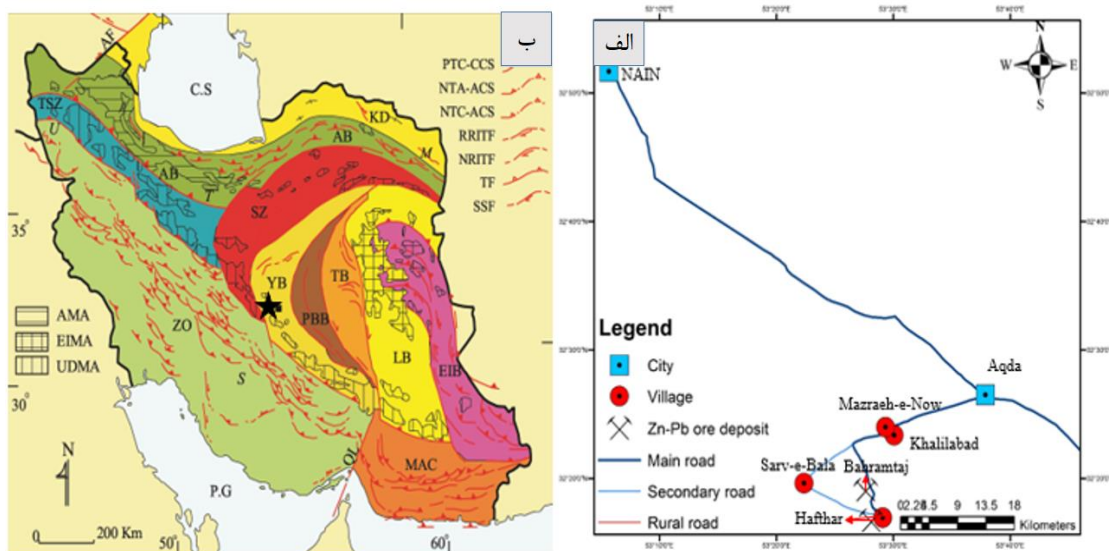
در این پژوهش با تکیه بر شواهد صحرایی، پتروگرافی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، ایزوتوپ گوگرد و مطالعات سیالات درگیر، رخساره‌های کانه‌دار و شرایط فیزیکی- شیمیایی سیال کانه‌ساز در کانسار هفته‌ر واقع در پهنه ایران مرکزی مورد مطالعه قرار گرفته است، زیرا شناخت ویژگی‌های تشکیل کانسار و عوامل کنترل کننده تمرکز ماده معدنی می‌تواند به‌عنوان الگو در اکتشاف ذخایر مشابه واقع در این پهنه و سایر پهنه‌ها مورد استفاده قرار گیرد.

کانسار هفته‌ر علاوه بر سابقه معدن‌کاری شدادی در ساله‌های ۱۳۳۲-۱۳۵۲ نیز توسط چند گروه از

جمله یک گروه روسیه‌ای استخراج می‌شده است و پس از آن تا سال ۱۳۸۹ متروکه بوده و پس از آن عملیات اکتشافی برای استخراج مجدد شروع و در حال انجام است.

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

کانسار هفتهر به‌عنوان بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سروبالا و بخش میانی ایران در فاصله ۱۳۰ کیلومتری شمال غرب یزد و ۷۰ کیلومتری شمال غرب اردکان و ۲۸ کیلومتری غرب عقدا قرار دارد. دسترسی به این کانسار از مسیرهای مختلفی امکان‌پذیر است که یکی از این مسیرها راه ارتباطی یزد-کارخانه فولاد آلیاژی-ندوشن-هفتهر است. کانسار هفتهر در فاصله ۳۰ کیلومتری ندوشن و ۱/۸ کیلومتری روستای هفتهر واقع شده است. راه دسترسی دیگر از طریق جاده آسفalte نائین-اردکان است که در فاصله ۶۵ کیلومتری شهرستان نائین جاده آسفalte درجه دو به سمت شهر عقدا و پس از طی مسافت حدود ۳۲ کیلومتر و گذر از روستاهای مزرعه نو، حسن‌آباد و خلیل‌آباد دسترسی به روستای هفتهر امکان‌پذیر است.



شکل ۱-۱ الف) نقشه راه‌های دسترسی به کانسار روی-سرب هفتهر، جنوب غربی عقدا (برگرفته از نقشه جامع راه‌های کشور، ۱۳۹۲)، ب) محل محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران، علامت ستاره.

۱-۳- شرایط آب و هوایی

آب و هوای این منطقه عموماً گرم و خشک است و فصل گرما به ۸ ماه هم می‌رسد. از نظر

تقسیم‌بندی اقلیمی این منطقه در فلات مرکزی ایران واقع شده است که به دلیل قرارگیری محدوده مورد مطالعه در دشت عقدا و دامنه کوه هفت‌تیر این منطقه غالباً تابستان‌های خشک و زمستان‌های



شکل ۱-۲ موقعیت مکانی کانسار روی- سرب هفت‌تیر بر روی تصویر ماهواره‌ای. سرد دارد. حداکثر دما در مرداد ماه ۴۶ درجه سانتی‌گراد و حداقل دما در بهمن و اسفند ۱۴- درجه سانتی‌گراد است. میانگین سالانه دما ۱۹٫۱ درجه سانتی‌گراد و میزان بارش سالانه ۷۱ میلی‌متر است. هفت رودخانه فصلی موجود در این منطقه تغذیه‌کننده سفره آب زیرمینی منطقه است. پوشش گیاهی فقیر بر منطقه مورد مطالعه حاکم است.

۴-۱- وضعیت معیشتی

منبع درآمد ساکنین این منطقه عموماً از طریق باغداری (باغ انار) و پس از آن دامداری است و کشت غلات به دلیل آب و هوای خشک امکان‌پذیر نیست. امکانات رفاهی از قبیل آب، برق، گاز و تلفن در روستاهای این منطقه موجود است. بخشی از درآمد هم از طریق قالی‌بافی حاصل می‌شود. گویش مردم منطقه عموماً زبان فارسی است.

۵-۱- زمین ریخت‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب روستای هفت‌تیر و مشرف بر دشت هفت‌تیر، در جنوب گسل نائین-سورک و در پهنه پرکامبرین پسین- کامبرین میانی واقع شده است. روند ساختاری اصلی

محدوده مورد مطالعه شمال غرب- جنوب شرق و شیب لایه‌ها از شمال شرق تا جنوب غرب متغیر است. مجموعه‌ای از گسل‌های طولی با همین راستا و همچنین گسل‌های عرضی با راستای شمالی-جنوبی ساختمان منطقه را دچار بهم‌ریختگی کرده است. ساختارهای زمین‌شناسی این منطقه از ارتفاعات کوه بندگان شامل مجموعه‌ای از چین‌خوردگی‌های واقع در جنوب این منطقه که گسلش را پشت سر گذاشته‌اند تشکیل شده است، به‌صورتی که محدوده موردنظر و ارتفاعات بندگان به وسیله سه تاقدیس و یک ناودیس به هم مرتبط می‌شوند. هسته دو تاقدیس واقع در دامنه شمالی ارتفاعات بندگان سنگ‌های رسوبی سازند لالون است درحالی‌که هسته تاقدیس دامنه جنوبی این ارتفاعات از سنگ‌های سازند میلا تشکیل شده است. ارتباط این تاقدیس‌ها باهم به‌صورت چین‌خورده است، درنتیجه محدوده مورد مطالعه یال شمالی تاقدیس مشرف بر دشت هفتهر است. رخنمون‌های سازندهای قدیمی ریزو و عقدا در دشت هفتهر و ارتفاعات شمالی محدوده نشان‌دهنده وابستگی گسل خورده این ساختار با ساختارهای پوشیده شده توسط آبرفت دشت و ارتفاعات شمالی (کوه هفتهر) است یا به عبارتی ساختارهای شمالی منطقه شامل نهشته‌های قدیمی است که از عمق به سطح رانده شده و در مجاورت نهشته‌های جوان‌تر قرار گرفته است. به دلیل موقعیت گرم و خشک و محیط منطقه که عمدتاً دشت است رودخانه دائمی در منطقه وجود ندارد.



شکل ۳-۱ محل قرارگیری واحدهای سازند لالون در هسته دو تافدیس در بخش شمالی کوه بندگور و محل قرارگیری محدوده مورد مطالعه در یال شمالی تافدیس هفتتهر (دید به سمت جنوب شرق).

۱-۶- فعالیت‌های معدنکاری گذشته و سابقه مطالعات قبلی

۱-۶-۱- تاریخچه معدنکاری

وجود تونل و کارهای شدادی نشان‌دهنده فعالیت و استخراج از این معدن در گذشته‌های دور است. بورنول در گزارش ۱۱ سازمان زمین‌شناسی (۱۳۴۷) از این کانسار به‌عنوان یک نشانه معدنی نام‌برده و آن را در گروه کانسارهای سرب و روی تیپ ۳ رده‌بندی کرده است. منبع رسمی مبنی بر این‌که آغاز فعالیت این معدن در چه تاریخی بوده است وجود ندارد، اما به گفته مردم روستای هفتتهر، این کانسار ابتدا توسط ناظمی که کارش معدنکاری در منطقه بوده است، اکتشاف و بهره‌برداری شده است. فعالیت معدنکاری در این منطقه به احتمال زیاد از سال ۱۳۳۲ آغاز شده است. پس از مدتی معدن به شخصی به نام دکتر زاهدی و سپس به مهندس رستگار واگذار شده است. در این میان مدت حدود ۲ سال این معدن توسط یک مهندس روس به نام شناخ اداره می‌شده است. ظاهراً پایان کار این معدن حدود سال‌های ۱۳۵۰-۱۳۵۲ بوده است. به گفته سرکارگر معدن از این کانسار ۱۵-۲۰ پارتی ۶ هزار تنی حمل و به هند صادر شده است. پس از این معدن تا سال ۱۳۸۹ متروکه باقی‌ماند. در سال ۱۳۸۹

شرکت آماتیس پردیس اقدام به ثبت مجدد این محدوده و انجام کارهای اکتشافی نمود اما هنوز در جهت استخراج مجدد کاری صورت نگرفته است.

۱-۶-۲- مطالعات پیشین

مهم‌ترین مطالعات انجام شده در محدوده مورد مطالعه عبارت‌اند از:

باغبانی (۱۳۹۲) محدوده مورد مطالعه را از نظر ژئوفیزیکی مورد بررسی قرار داده است.

عرب و همکاران (۱۳۸۹) بررسی اکتشافی معدن و سرب و روی حوض سفید در منطقه را با استفاده از داده‌های استر انجام داده‌اند.

عمیدی و نبوی (۱۳۵۷) اولین محققانی بودند که نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ محدوده مورد مطالعه را تهیه نمودند.

عمیدی و نبوی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سروبالا در سال ۱۳۵۹ را تهیه شده کرده‌اند.



شکل ۴-۱ الف و ب) چاه‌های قدیمی حفر شده به منظور کار اکتشافی، پ و ت) تونل‌های شدادی قدیمی که به صورت دنبال رگه حفر شده‌اند.

Rajabi et al, (2014) کانسار سرب و روی کوشک را مورد بررسی زمین‌شناسی و ایزوتوپی قرار

داده است.

۱-۷- طرح مسأله و اهداف مطالعه

سرب و روی از عناصر مهم و پرمصرف در دنیای امروز است. با توجه به تقاضای بالا برای سرب و روی، شناسایی کانسارهای جدید از این عناصر و همچنین انجام مطالعات زمین‌شناسی بر روی کانسارهای متروکه سرب و روی به منظور راه‌اندازی مجدد این معادن امری مهم است. کانسار هفتهر در ۳۲ کیلومتری جنوب غرب عقدا و ۱/۸ کیلومتری غرب روستای هفتهر، از معادن متروکه سرب و روی در پهنه ایران مرکزی و در حاشیه نوار دره زنجیر- تفت- یزد بوده که از سال ۱۳۵۱ تاکنون مورد بهره‌برداری قرار نگرفته است. در حال حاضر کانسار به صورت متروکه است. شواهد به دست آمده بیانگر آن است که با برنامه‌ریزی دقیق به همراه مطالعات اصولی و بنیادی مبتنی بر روش‌های عملی می‌توان این معدن را مجدداً احیاء و مورد بهره‌برداری قرارداد. در این فصل به کلیاتی در مورد این کانسار و همچنین چگونگی و روش کار پرداخته خواهد شد.

اهداف مورد نظر این پژوهش بر روی کانسار هفتهر عبارت‌اند از:

- بررسی ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی کانسنگ
- بررسی پهنه‌بندی دگرسانی
- شناسایی پهنه‌بندی فلزی و کانی‌شناسی در کانسار
- بررسی ایزوتوپ پایدار گوگرد به منظور تعیین منشأ سیال کانه‌ساز
- پی بردن به شرایط فیزیکی- شیمیایی سیال کانه‌ساز
- تأثیر دگرشکلی بر کانسار
- تعیین تیپ کانه‌زایی کانسار هفتهر: رسوبی- برون‌دمی (sedex) نزدیک منشأ (سلوین) یا دور از منشأ (مک آرتور)
- تعیین کلیدهای اکتشافی جهت کشف ذخایر مشابه در منطقه مورد مطالعه و پهنه ایران

۸-۱- روش مطالعه

این تحقیق طی مراحل زیر انجام شده است:

۸-۱-۱- جمع‌آوری اطلاعات و منابع

- تهیه و مطالعه کتاب‌ها و مقالات مرتبط با موضوع پایان‌نامه و منطقه
- جمع‌آوری نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای و بررسی کلیه گزارش‌ها و مقالاتی که با منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف و نیز با کانه‌زایی در ارتباط است.
- برنامه‌ریزی برای انجام مطالعات صحرایی

۸-۱-۲- مطالعات صحرایی

- بازدید مقدماتی به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و بررسی و تطبیق داده‌های از پیش تهیه شده با مشاهدات صحرایی.
- شناسایی دقیق واحدهای سنگی و تعیین چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر.
- بررسی جایگاه چینه‌شناسی کانه‌زایی و ارتباط آن با سنگ‌های توالی میزبان.
- مطالعه دقیق ساخت و بافت ماده معدنی و شکل هندسی پیکره‌های معدنی.
- بررسی ارتباط احتمالی کانه‌زایی‌ها با پدیده‌های ساختاری مثل گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها.
- انجام نمونه‌برداری سیستماتیک از رخساره‌های مختلف کانسنگ و از افق‌های مختلف کانه‌زایی و همچنین برداشت نمونه از سنگ‌های توالی میزبان به منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سیالات درگیر و مطالعات ایزوتوپی پایدار.
- تهیه نقشه زمین‌شناسی-معدنی و دگرسانی بزرگ‌مقیاس از کانسار هفت‌هر بر اساس تصاویر ماهواره‌ای.

- تهیه مقاطع چینه‌شناسی و لیتوژئوشیمیایی در جهت عمود بر روند لایه‌بندی به‌منظور تعیین جایگاه افق‌های کانه‌دار در منطقه.
- بررسی دقیق افق‌های کانه‌دار، شکل هندسی پیکره‌های معدنی و انواع مواد معدنی و پهنه‌های دگرسانی مربوط در مقیاس‌های رخنمون و نمونه دستی.
- بازدید نهایی از منطقه به‌منظور کنترل نتایج و اطلاعات به دست آمده.

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی

- از نمونه‌های برداشت شده از محدوده مورد مطالعه طی بازدیدهای صحرایی تعدادی نمونه برای انجام مطالعات آزمایشگاهی به شرح زیر انتخاب گردید:
- تهیه ۲۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف و انجام مطالعات پتروگرافی.
 - تهیه ۱۴ مقطع صیقلی و ۱۲ مقطع نازک- صیقلی از نمونه‌های معدنی و انجام مطالعات کانه‌شناسی، بافت و پاراژنز کانه‌ها.
 - تهیه ۲ مقطع دوبر صیقل از رگه‌های سیلیسی- کلسیتی برای مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر.
 - آنالیز ۲۶ نمونه به روش طیف سنج جرمی جفت پلاسمای القاشده (ICP-MS) توسط شرکت زراآرما به‌منظور تعیین عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی.
 - آنالیز ۶ نمونه به روش پراش اشعه ایکس XRD.
 - آماده‌سازی ۱۷ نمونه سولفیدی جهت انجام مطالعات ایزوتوپی گوگرد بر روی نمونه‌های سولفیدی.

۱-۸-۴- مطالعات دفتری

- مطالعه پایان‌نامه‌ها، رساله‌ها، مقالات و کتب مرتبط با موضوع تحقیق.

- ترسیم نقشه‌ها با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS.
- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی مانند Corel و GCDKIT، Triplot، SPSS، Grapher، Global Mapper.
- پردازش، تجزیه و تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمی.
- تلفیق داده‌های ذکرشده با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتب به‌منظور ارائه مدل کانه‌سازی در منطقه و نیز مقایسه این کانه‌زایی با نهشته‌های مشابه در جهان.

۹-۱- رده‌بندی کانسارهای سرب و روی

کانی‌های سرب و روی غالباً به‌صورت پاراژنز در کانسار دیده می‌شوند. کانسارهای اصلی این دو فلز از نوع گرمابی به‌صورت اپی ترمال، مزوترمال و تله‌ترمال هستند. قسمت اعظم توده‌های سرب در حوزه حرارتی متوسط تا ضعیف تشکیل می‌شوند، بدین جهت در عموم کانسارهای سرب مقدار روی با افزایش عمق افزایش می‌یابد. تقسیم‌بندی کانسارها می‌تواند بر پایه‌های مختلف صورت گیرد اما تقسیم‌بندی مورد قبول زمین شناسان است که براساس منشأ ژنز کانسارها صورت گیرد. بر این اساس کانسارهای سرب و روی به گروه‌های کانسارهای اسکارن، کانسارهای سولفید توده‌ای، کانسارهای هیدروترمال، کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی و کانسارهای سرب و روی استراتی‌باند – استراتی‌فرم رسوبی تقسیم‌بندی می‌شود. انواع کانسارهایی که در آن سرب و روی جزء اصلی است عبارت‌اند از: کانسارهای استراتاباند، کانسارهای آتش‌فشانی- رسوبی، کانسارهای حاصل از فرآیند جانشینی، رگه‌ای و کانسارهای تشکیل‌شده در همبندی‌های دگرگونی می‌باشند. متداول‌ترین سنگ میزبان سرب، برای انباشت آن تیپ چینه‌کران، آهک و یا دولومیت است. عناصر رسوبی- ساختاری مثل ریف‌ها، تغییرات رخساره‌ای، زون‌های درزه‌دار یا برش‌های فروریزش به همراه کارست‌های قدیمی مکان‌هایی مناسب برای تمرکز ماده معدنی سرب شناخته‌شده‌اند. کانسارهای روی و سرب را براساس

نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان و همچنین ارتباط کانه‌زایی با روندهای ساختاری منطقه می‌توان طبقه‌بندی کرد که عبارت‌اند از:

تیپ سولفید توده‌ای (کوروکو): کانسارهای لایه‌ای هم‌شیب و عدسی شکل می‌باشند. کانی‌های مهم اقتصادی آن‌ها شامل گالن، اسفالریت و کالکوپیریت می‌باشند. عیار در این تیپ معمولاً ۵-۲۵٪ است مانند کانسار نخلک (انارک).

کانسارهای اسکارن Pb-Zn: که در ارتباط با توده‌های نفوذی اسیدی تشکیل می‌شوند و با کانسارهای پورفیری مس، قلع و مولیبدن مرتبط‌اند. شکل این کانسارها تابع شکل توده نفوذی است. کانسارهای تیپ رسوبی نوع Pb-Zn سین ژنتیک: که در شیل‌ها و سنگ‌های رسوبی آواری تشکیل شده‌اند و با نام سدکس (Sedex) شناخته شده‌اند. حدود ۵۰٪ سرب و روی مورد نیاز در جهان از این کانسارها تأمین می‌شود. میزان مس کم و روی نیز بیشتر از سرب است مانند کانسار Mt-isa در استرالیا.

کانسارهای Pb-Zn نوع اپی ژنتیک: که در شیل‌های سیاه حاوی مواد آلی، سیلتستون، چرت و کنگلومرا در محیط‌های تکتونیکی محصور در مجموعه حوضه‌های درون‌قاره‌ای تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی به صورت لایه‌ای و از نوع استراتی باند است مانند کانسار سولیوان در کانادا. کانسارهای سرب و روی اپی ژنتیک عبارت‌اند از:

کانسارهای Pb-Zn نوع ایرلندی در سنگ‌های کربناته مانند کانسار تاوان در ایرلند.

کانسارهای Pb-Zn نوع مس سی سی پی در سنگ‌های کربناته مانند کانسار نخلک.

کانسارهای Pb-Zn-Ag نوع جانشینی در سنگ‌های کربناته.

کانسارهای Pb-Zn نوع اسکارنی در سنگ‌های کربناته.

کانسارهای Pb-Zn-Ag همراه شیل نوع سدکس.

۱-۱۰- کانسارهای سرب و روی رسوبی - برون‌دمی (SEDEX)

نهشته‌های رسوبی- برون‌دمی به‌طور معمول در شمال استرالیا و آمریکا دیده می‌شوند ولی در سرتاسر جهان پراکنده شده‌اند. این کانسار به نام SEDEX شناخته می‌شوند و نام خود را از مدل پیشنهادی (Carn & Cathro, 1982) برگرفته‌اند که در این مدل سیالات پس متصاعد شدن در محیط دریا، فلزات در بستر و رسوبات زیر سطح دریا به‌جا می‌گذارند (Fernandes & Gleeson., 2010). این کانسارها جزء کانسارهای هم‌زمان با رسوب‌گذاری محسوب می‌شوند (Xue et al., 2007) و جنس سنگ میزبان در آن‌ها ماسه‌سنگ و شیل است (Davis et al., 1998). فاز غالب در این نوع کانسارها عموماً سولفیدی است (Lyons et al., 2006).

واژه رسوبی- برون‌دمی به کانسارهایی اطلاق می‌شوند که در اثر عبور سیالات گرمابی کم‌دما از میان معابر موجود در رسوبات نهشته شده زیر سطح دریا و جای‌گیری کانه‌های سرب و روی در عمق کم به وجود می‌آیند (Davis et al., 1998). در حقیقت در اثر اختلاط سیال گرمابی با آب دریا و چرخش سیال گرمابی از میان رسوبات کانه‌زایی رخ می‌دهد (Ma et al., 2004). وجود ترکیبات برون‌دمی جهت نام‌گذاری این دسته از کانسارها الزامی است (Leach et al., 2005).

از ویژگی‌های کانسارهای رسوبی- برون‌دمی، سنگ میزبان ماسه‌سنگی و شیلی، وجود ترکیبات برون‌دمی (Edward & Atkinson, 1998)، ساختار چینه‌سان، سیال کانه‌ساز دما پایین و میزان بالای عنصر مس (Leach et al., 2010) است. در کانسارهای نوع رسوبی- برون‌دمی منشأ سیال کانه‌ساز در اعماق بسیار زیاد است و سیال مذکور در محل گسل هم‌زمان با رسوب‌گذاری، وارد محیط دریایی می‌شود و در بستر یا نزدیک به بستر دریا، مواد معدنی را به‌جا می‌گذارند. بنابراین نهشته‌گذاری تابع عوامل ساختاری و گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری در منطقه است (Fernandes & Gleeson., 2010).

کانه‌زایی در کانسارهای SEDEX تحت شرایط احیایی و سیال غنی از گوگرد احیایی ایجاد می‌شود

(Fernandes & Gleeson., 2011). کانه‌زایی غالباً سولفیدی است و شامل گالن و اسفالریت به‌عنوان کانه اصلی و کالکوپیریت و پیریت به‌عنوان کانه‌های فرعی است (Lyons et al., 2006). در کانسارهای SEDEX میزان روی بیشتر از سرب است (Xue et al., 2007).

نهشته‌های نزدیک منشأ (Vent- Proximal) دارای یک مرکز تغذیه‌کننده قطع‌کننده و پهنه دگرسانی می‌باشند که مستقیماً در زیر قسمت لایه‌ای قرار گرفته است. در حالی که نهشته‌های دور از منشأ (Vent- distal) این ویژگی‌ها را ندارند و تصور می‌شود که به‌طور خاص از پهنه‌های دارای مراکز تغذیه‌کننده جدا شده‌اند.

Cook et al, (2000) پیشنهاد داد که ترکیب رسوبات پرکننده حوضه‌ها توسط طبیعت احيایی شورابه‌های حوضه‌ای کنترل می‌شود. وی همچنین به طبقه‌بندی براساس تیپ شورابه‌ها اشاره کرده است که شامل دو تیپ است:

الف) دماپایین - اکسید کننده - شوراب اسیدی تا طبیعی (نهشته‌های تیپ Mc Arthure).

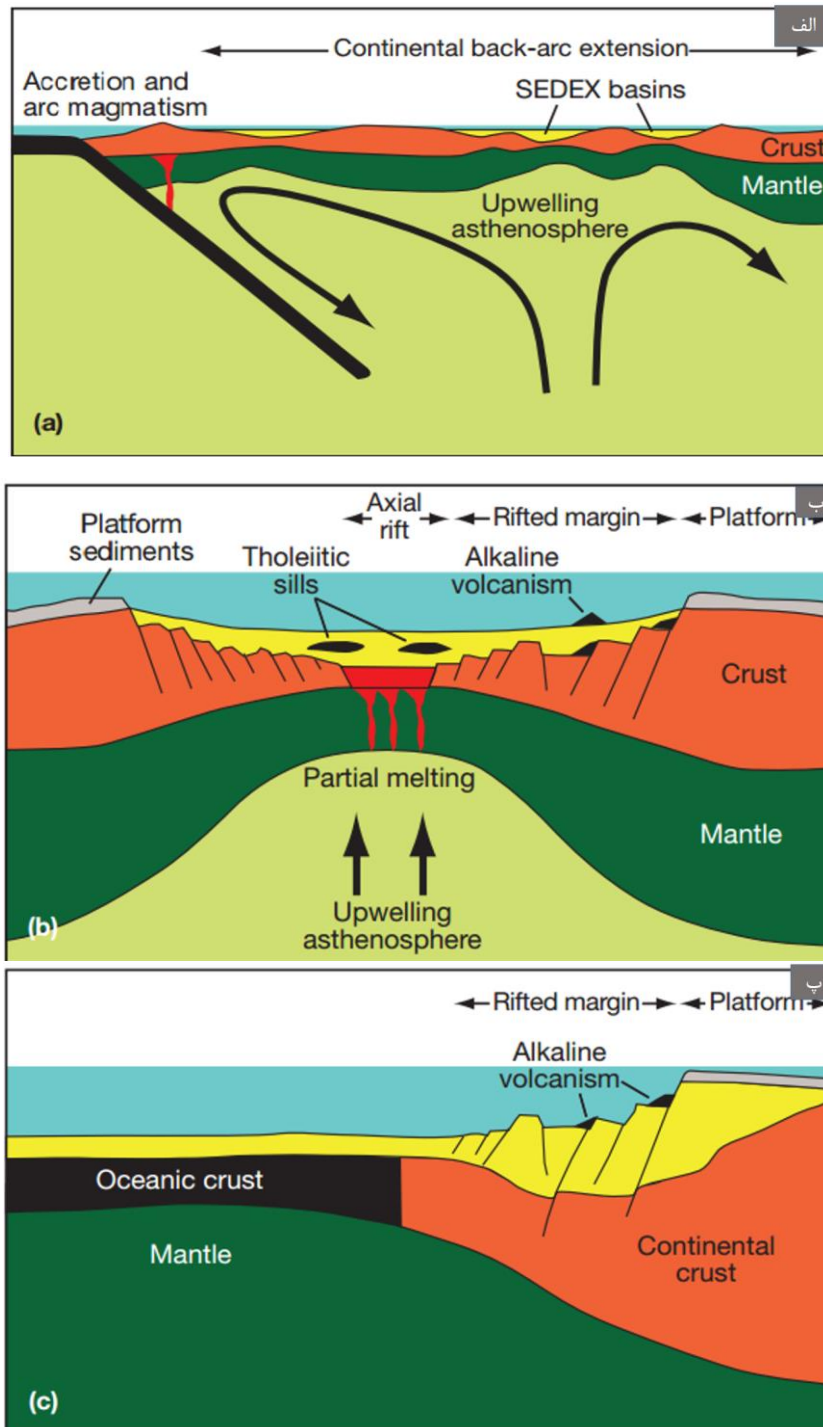
ب) دمابالا - احيایی - شوراب اسیدی (نهشته‌های تیپ Selwyn).

با توجه به شواهد محدود در مورد شیمی آب این نوع کانسارها می‌توان نتیجه گرفت که این کانسارها از ترکیبات رسوبات پرکننده حوضه و یا کانه‌زایی مشتق شده‌اند. براین اساس کانسارهای نزدیک منشأ از نوع سلوین و کانسارهای دور از منشأ از نوع مک آرتور می‌باشند (Cook et al., 2000).

کانسارهای SEDEX از لحاظ محیط تکتونیکی در سه محیط تشکیل می‌شوند: ۱) محیط تکتونیکی

پشت‌کمانی ۲) ریف‌ت درون قاره‌ای و ۳) محیط حاشیه فعال قاره‌ای (شکل ۱-۵) (Leach et

al., 2005).



شکل ۱-۵ انواع محیط‌های تکتونیکی تشکیل کانسارهای تیپ SEDEX (Leach et al., 2005): الف) محیط پشت‌کمانی، ب) ریف‌ت درون‌قاره‌ای، پ) حاشیه فعال قاره‌ای.

۱-۱۱- کانسارهای سرب و روی در ایران

در ایران، در حدود بیش از ۶۰۰ کانسار و نشانه سرب و روی شناخته شده است که تنها در ۱۵۰ کانسار فعالیت استخراجی صورت گرفته است. از نظر متالوژنیکی کانسارهای ایران در مناطق

مختلف (به جز کانسارهای زاگرس)، بخشی از یک ایالت متالوژنیک فلزات پایه می‌باشند که با حوادث تکتونیک مشخص مرتبط هستند؛ لذا گسترش زمانی و مکانی مشخصی دارند و به‌ویژه با حاشیه صفحات لیتوسفری انطباق بسیار خوبی دارند. در ایران به دلیل وجود ریز قاره ایران مرکزی کانسار زایی احتمالاً مرتبط با حوادث خاص حاشیه ریز قاره ایران مرکزی، بسته شدن تتیس کهن و بسته شدن نئو تتیس بوده است (رسا و کاظمی مهرنیا، ۱۳۸۴).

۱-۱۱-۱- ادوار کانسارسازی سرب و روی ایران

قربانی (۱۳۸۱) فازهای کانی‌سازی سرب و روی در ایران را به شرح زیر ارائه کرده است:

پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین

در این محدوده زمانی، در پی فاز ماگمایی وابسته به کافت درون‌قاره‌ای که در مواردی تا مرکز یک کافت اقیانوسی پیش رفته است (مانند کافت تکاب- انارک- بافق) ذخایر باارزشی از سرب و روی نوع سولفید توده‌ای، آتش‌فشانی- رسوبی و رسوبی تشکیل شده‌اند. برای نمونه این کانسارها می‌توان از کانسار سرب و روی کوشک، چاه‌میر و زیرگان در ناحیه بافق و کانسار انگوران و علم‌کندی در ناحیه تکاب و کانسار بهرام تاج، مزرعه نو و هفت‌هر در ناحیه عقدا یاد کرد. در بیشتر ذخایر این زمان نسبت $(Zn/Pb) >> 1$ است. مثلاً این نسبت در کانسار انگوران ۶ و در کانسار کوشک ۴ است.

پالئوزوئیک پسین

در سنگ‌های پالئوزوئیک پسین تعدادی کانسار و نشانه معدنی سرب و روی به‌ویژه در سنگ‌های پرمین ایران مرکزی (دره زنجیر یزد)، البرز (کانسارهای دونا و شاکین) و شرق ایران (ذخایر سرب و روی در دولومیت‌های بهرام، بیوه ژن در جنوب غرب مشهد با سن دونین) تشکیل شده است. ضمناً در این زمان ذخایر باارزشی از سرب و روی در زاگرس نیز تشکیل شده است که نمونه آن کانسار کوه سرمه در سازند دالان است.

تریاس

در این محدوده زمانی ذخایر باارزش سرب و روی در بیشتر نقاط ایران تشکیل شده است که سنگ میزبان همگی آن‌ها، دولومیت و یا دولومیت آهکی است. همچنین بیشتر ذخایر فلوریت ایران نیز در رابطه با باطله ذخایر سرب و روی وابسته به این فاز هستند. پاره‌ای از ذخایر این زمان شامل کانسارهای سرب و روی در ایران مرکزی مانند سرب و روی در مثلث بهاباد- کوهبنان- راور و ذخایر سرب و روی در البرز مانند دونا و الیکا است.

کرتاسه

بیشترین ذخایر سرب و روی شناخته شده در سنگ‌های کرتاسه یافت شده‌اند. کانسارها و نشانه‌های معدنی سرب و روی با سنگ میزبان کرتاسه، در بیشتر نقاط ایران مانند پهنه سنندج- سیرجان (کانسارهای کمر بند ملایر - اصفهان)، ایرن مرکزی (کانسارهای مهدی آباد، منصور آباد و فرح آباد در منطقه یزد و کانسار نخلک در منطقه انارک)، شناخته شده است. در بیشتر این ذخایر نسبت $(Zn/Pb) > 1$ است و از دیدگاه زایشی منشأ آن‌ها سدکس و نوع دره می سی سی پی تشخیص داده شده است.

ترشیری

در سنگ‌های آتش فشانی و آتش فشانی- رسوبی با سن ائوسن- الیگوسن و همچنین در بخش آهکی سازند قم، تعدادی کانسار و نشانه معدنی سرب و روی شناخته شده‌اند. کانسارهای سرب و روی این زمان، اگر دارای سنگ میزبان آتش فشانی باشند، بیشتر با کانی‌های مس همراه بوده و عموماً به شکل رگه‌ای می‌باشند. این گونه ذخایر سرب و روی، بیشتر در نوار آتش فشانی ارومیه- دختر، آذربایجان و شرق ایران شناخته شده‌اند. در نقاطی که سنگ میزبان، آهک قم و هم‌ارزهای آن باشد، باطله مواد معدنی باریت و سلسیت است. در این کانسارها نسبت $(Zn/Pb) < 1$ است.

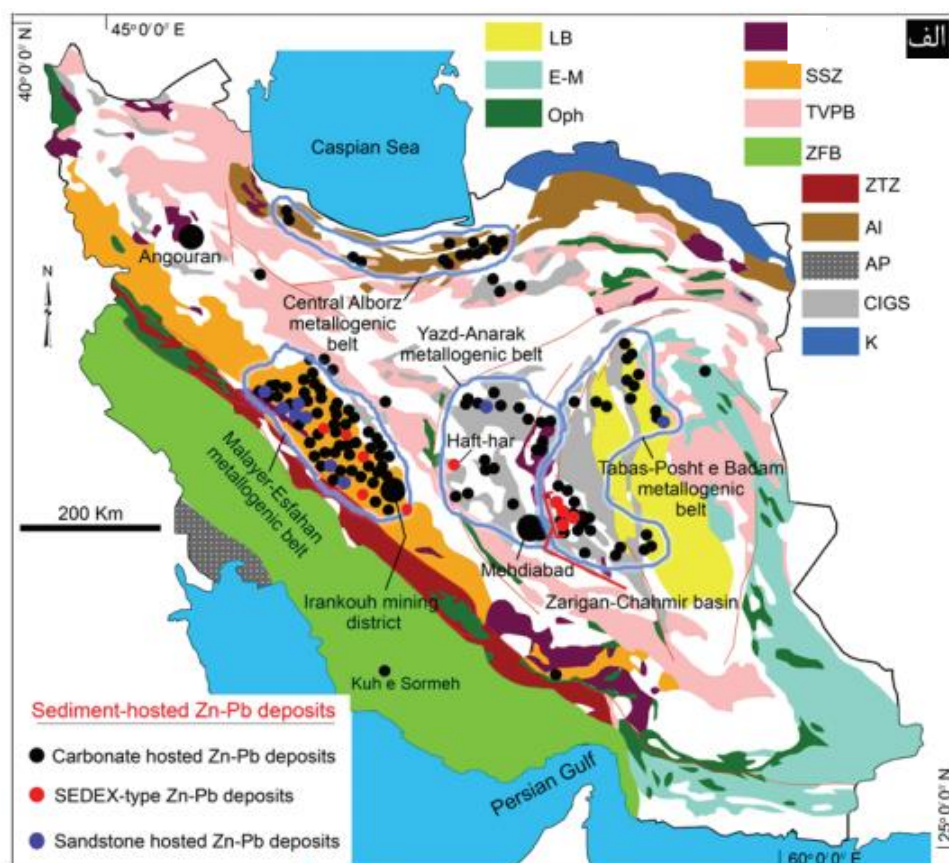
۱-۱۲- جایگاه کانسار روی- سرب هفتهر در زمین ساخت ایران

کانسار روی- سرب هفتهر در جنوب غربی کوه هفتهر واقع شده است. کوه هفتهر بخشی از پهنه ایران مرکزی و زیر پهنه بلوک یزد است.

جهت درک بهتر زمین شناسی محدوده کانسار در زیر شرح مختصری از مناطق یادشده ذکر می شود:

۱-۱۲-۱- پهنه ایران مرکزی

پهنه ایران مرکزی بخشی از ایران است که خود بخش میانی کوهزاد آلپ- هیمالیا را تشکیل می دهد. این خردقاره با زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین، گسل درونه و افیولیت های کاشمر-



شکل ۱-۶ نقشه توزیع کانسارهای روی- سرب با میزبان رسوبی و ایالت های فلزایی آن ها (Rajabi et al., 2012). سبزواری احاطه شده است و توسط گسل های طولی که به سمت غرب خمیدگی دارند و از نوع امتداد لغز راست گرداند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد،

بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه- بردسیر و بلوک یزد است (آقانباتی، ۱۳۸۳) (شکل ۱ الف). به باور (Stoklin, 1968)، پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یادشده در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است؛ به‌طوری‌که علاوه بر چندین دگرشیبی مشخص، فعالیت ماگمایی نیز به‌صورت آتش‌فشانی و توده گرانیته نفوذی در این ناحیه دیده می‌شود. باین‌وجود باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خردقاره از نوع بلوک‌های جداشده با گسل‌های عمده است که هر یک از این بلوک‌ها ویژگی‌های جداگانه دارند و پویایی خردقاره ایران مرکزی در همه‌جا یکسان نیست. بنابر نظر (Stoklin, 1968) چین‌خوردگی اصلی ایران مرکزی به فاز کوهزایی آلپی مربوط است؛ به‌طوری‌که پنج فاز اصلی چین‌خوردگی آلپ در تریاس- لیا، اوایل کرتاسه، اوایل، اواسط و اواخر دوران سنوزوئیک در این منطقه مشاهده شده است. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگی‌های متعدد با جهت‌های مختلف به‌صورت مشبک درآورده و قطعات شکسته شده نسبت به هم حرکاتی داشته است که در نتیجه ساختارهای فرازمین و فروزمین به وجود آمده است.

۱-۱۲-۲- بلوک یزد

این بلوک بخش غربی خردقاره ایران مرکزی است که از شمال به گسل درونه و از شرق به نوار افیولیتی نائین- بافت محدود است. دو نکته در ارتباط با بلوک یزد اهمیت دارد: یکی وجود دگرگونه‌های انارک، دوم ردیف‌های تریاس نخلک. در ناحیه انارک که گاهی به نام ماسیف انارک- خور از آن یاد می‌شود، مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی- پسامیتی به همراه سنگ‌های کربناتی و آتش‌فشانی متعلق به شیب قاره وجود دارند که به‌صورت ناحیه‌ای و در حد رخساره‌های شیست سبز و شیست آبی دگرگون شده‌اند و به‌صورت ورق‌های برخوردی با افیولیت‌ها، سنگ آهک‌های پلاژیک و رسوب‌های آشفته همراه‌اند. به باور (Almasian, 1977)، افیولیت‌های انارک سن پروتروزوئیک بالایی دارند و می‌توان آن‌ها را در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی دانست. ردیف‌های تریاس ناحیه

نخلک (گروه نخلک)، تفاوت رخساره‌ای درخور توجهی با سایر نقاط خردقاره ایران مرکزی دارند. باید گفت که مسأله تریاس نخلک و سازندهای سازنده گروه نخلک و حتی سازوکار و مقدار چرخش خردقاره پرسش‌آمیز است و نیاز به بازنگری جامع دارند.

۱-۱۲-۳- منطقه عقدا

منطقه عقدا در قسمت جنوبی بلوک یزد قرار دارد. محدوده مورد مطالعه در جنوب غربی عقدا و در سمت شرق فرونشست گاوخونی واقع شده است. شاخص‌ترین ارتفاعات این منطقه کوه بندگور در جنوب و کوه هفت‌هر در شمال است. کوه دق اژدها نیز در جنوب شرق محدوده واقع شده است. روند ساختاری منطقه به صورت شمال غرب- جنوب شرق بوده و چند گسل با همین راستا ساختمان‌های منطقه را قطع کرده و در آن جابجایی ایجاد کرده‌اند. کانه‌زایی در این منطقه عمدتاً در راستای گسل‌ها پر عیار شده است.

جدول ۱-۱ ادوار مهم کانه‌زایی سرب و روی ایران (براساس شهاب‌پور، ۱۳۸۶).

مثال	محیط تکنیکی	کانه‌ها	مکان	نوع کانه‌زایی	سن کانه‌زایی
انگوران، کوشک	شرایط کشتی	اسفالریت گالن	ایران مرکزی (منطقه بافق)	سولفید توده‌ای و نوع دره می‌سی‌سی‌بی	پروتروژوئیک پسین (۱۰۰ Ma)
احمدآباد	حاشیه غیرفعال قاره‌ای	اسفالریت، گالن، باریت، فلوریت	سندج-سیرجان و ایران مرکزی	نوع دره می‌سی‌سی‌بی	تریاس
عمارت، ایرانکوه	حوضه کماتی پیشین	اسفالریت، گالن، باریت	سندج-سیرجان (مهور-اصفهان مالیر)	می‌سی‌سی‌بی تا رسوبی-پروندمی	ژوراسیک تا کرتاسه پیشین

فصل دوم:

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

۲-۱- مقدمه

محدوده معدنی روی- سرب هفتر در غرب شهرستان اردکان در استان یزد قرار گرفته است (شکل ۲-۱). توالی معدنی سنگ‌های میزبان در این محدوده معدنی از شیل و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. کانه‌زایی روی و سرب باسن کامبرین پایینی در امتداد گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده است. واحدهای رسوبی (میزبان کانه‌زایی) کامبرین پایینی- میانی بخشی از ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سروبالا (عمیدی و نبوی، ۱۳۵۹) است. از آنجایی که تعیین روند تکاملی یک کانسار به‌نوعی تابع ارتباط میان کانسار و محیط پیرامون آن است، لذا نقش مطالعات زمین‌شناسی در درک نحوه تشکیل یک کانسار پررنگ است؛ بنابراین جهت بررسی رخدادهای کانایی در ناحیه موردنظر، انجام مطالعات زمین‌شناسی، بسیار ضروری و مهم خواهد بود.

با توجه به قرارگیری کانسار مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی (بلوک یزد) در این بخش به‌منظور آگاهی از اختصاصات ساختاری این پهنه، به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و روند تکامل تکتونیکی پهنه ایران مرکزی پرداخته می‌شود. سپس در ادامه با توجه به رخنمون کانسار مورد مطالعه در محدوده عقدا خصوصیات این منطقه و ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی توالی میزبان کانسار روی- سرب هفتر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

لازم به ذکر است که تمامی اسم‌های مخفف سنگ‌ها و کانی‌ها براساس (Whitney & Evans, 2010) بیان شده است.

۲-۲- پهنه ایران مرکزی

خردقاره ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طولی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راست گرداند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه- بردسیر و بلوک یزد است. در

گذشته، خردقاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی به باور Stoklin, (1968)، پس از سخت شدن پی‌سنگ کامبرین، بخش ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است و در نتیجه این پویایی سکوی یکپارچه اولیه به قطعات کوچک‌تر شکسته شده و حرکات افقی در این منطقه افزایش یافته است. با این وجود باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خردقاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه‌ای دارند و فعالیت این خردقاره در همه‌جا یکسان نیست. شواهد موجود نشان می‌دهند که:

کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیش از یک رژیم سکویی حاکم شده است. پوسته قاره‌ای ایران مرکزی، طی کامبرین زیرین، تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساخت کششی متحمل کافت ناقص (Abrotd rift) در طول حاشیه غربی گندوانا شده است و رخداد ماگماتیسم کامبرین زیرین و بالازدگی سست‌کره را دلیل این کافت زایی می‌دانند (Talbot & Alavi., 1996). به‌جز بلوک لوت و لبه جنوب باختری که سنگ‌های ماگمایی ترشیری برونزد دارند، در سایر نواحی سنگ‌های ترشیری رخنمون زیادی ندارند.

در ردیف‌های پالئوزوئیک این ناحیه، نبوده‌های چینه‌ای مهمی وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها نبوده‌های چینه‌ای آغاز دونین میانی و کربونیفرپسین است. ناهمسانی‌های ساختاری- رسوبی گسترده سبب شده تا بتوان خردقاره ایران مرکزی را به نواحی زیر تقسیم کرد (آقابات، ۱۳۸۳) (شکل ۲-۲):

۲-۲-۱- بلوک لوت

با حدود ۹۰۰ کیلومتر درازا میان دو گسل نایبند در باختر و گسل نه‌بندان در خاور قرار دارد. در مرز شمالی آن گسل درونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد که حوضه پیش‌کمانی پهنه فرورانش مکران است. فعالیت‌های آتش‌فشانی گسترده به سن ترشیری و کواترنری، زمین‌لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوب‌های کواترنر نمونه‌های واضحی از فعال بودن بلوک لوت هستند

۲-۲-۲- بلوک طبس

میان گسل نایبند در خاور و گسل کلمرد- کوهبنان در باختر قرار دارد بخشی از یک قلمروی ساختاری است که در کناره‌ها و بستر خود توسط گسل‌هایی از پی‌سنگ بریده‌شده، به شکلی که در پالئوزوئیک و مزوزوئیک توالی چینه‌شناسی متفاوتی از بخش‌های اطراف داشته است و از پایان مزوزوئیک به دلیل عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی همگرا در راستای بیشتر غربی- شرقی، با خروج زمین‌ها و کوهزایی به خشکی تبدیل شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۱).

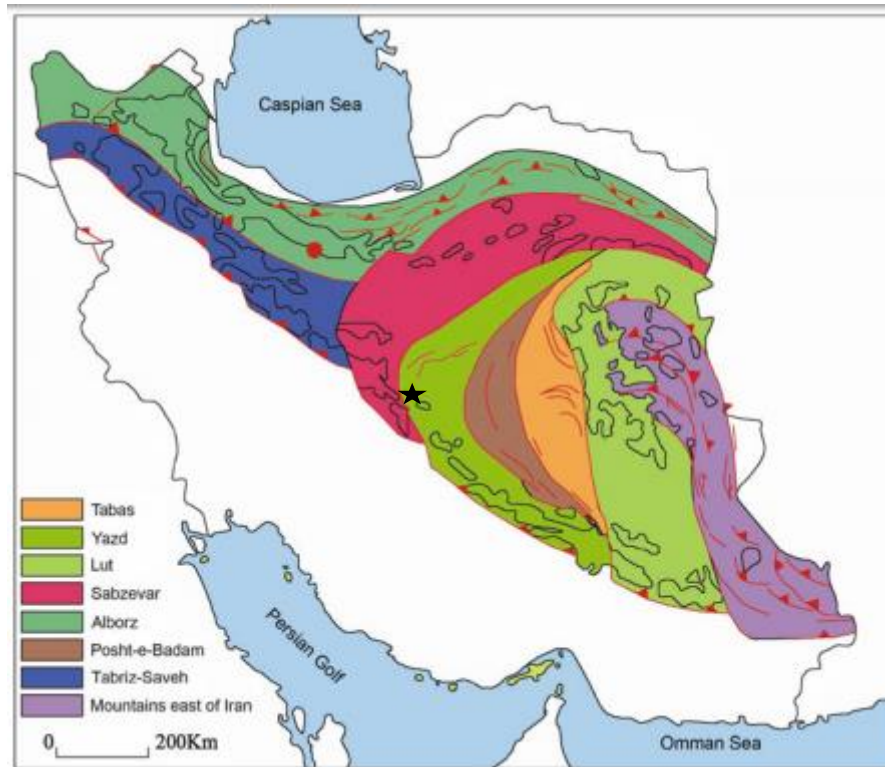
۲-۲-۳- بلوک نایبند

مرز شمالی آن به کفه طبس، مرز غربی آن به نیمه جنوبی گسل نایبند و مرز شرقی آن به یک خطواره شمالی- جنوبی است که نشانه روشنی ندارد. قدیمی‌ترین سنگ‌های بلوک نایبند، ردیف‌های قابل قیاس با نهشته‌های غیر دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی (سازند کلمرد) است که در کوه نایبند، در یک راستای غربی- شرقی رخنمون دارد و با نهشته‌های سکویی پرمین (سازند جمال) و تریاس پائین- میانی (سازندهای سرخ شیل و شتری)، پوشیده شده است. در نتیجه این بلوک می‌تواند یک فرازمین کاتانگایی با ویژگی‌های سکویی باشد (آقابات، ۱۳۸۳).

۲-۲-۴- بلوک راور- مزینو

بخش بادامی شکل از بلوک طبس است که میان خطواره پروده و گسل کوهبنان- کلمرد جای دارد. اگرچه روند کلی این بلوک شمالی- جنوبی است ولی بخش میانی آن، مانند سایر ساختارهای خردقاره ایران مرکزی، به سمت غرب خمیدگی دارد. بسیاری از ویژگی‌های این بلوک نظیر نبود رخنمون پرکامبرین دگرگون، سکویی بودن همراه با نبوده‌های رسوبی پی‌درپی و طولانی پالئوزوئیک- تریاس میانی، ستبرای قابل توجه سنگ‌های تریاس پسین- کرتاسه پایانی، نبود سنگ‌های ترشیری

این بلوک مشابه بلوک نایبند است، تنها تفاوت اساسی میان این دو بلوک، الگوی ساختاری شمالی - جنوبی بلوک راور - مزینو است که با روندهای غربی - شرقی بلوک نایبند تفاوت زیادی دارد (آقنابتی، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۲ نقشه زیر پهنه‌های ایران مرکزی برگرفته از (Alavi, 1991) و موقعیت کانسار هفتر (علامت ستاره).

۲-۲-۵- بلوک کلمرد

بخشی کوچک از خردقاره ایران مرکزی است که روند شمال شرقی دارد و میان گسل کلمرد در غرب و گسل پوشیده نائین در غرب قرار دارد. قدیمی‌ترین سنگ‌های این فرازمین واحدهای شیلی - ماسه‌سنگی ضخیم سازند کلمرد به سن پرکامبرین هستند که در اثر رخداد کاتانگایی به‌خوبی چین‌خورده و با دگرشیبی زاویه‌ای با نهشته‌های اردوئیسین (سازند شیرگشت) پوشیده شده‌اند که دلیلی بر اولین توقف رسوب‌گذاری طولانی است. در این بلوک ردیف‌های اردوئیسین تا تریاس میانی، ضمن داشتن توقف‌های رسوب‌گذاری پی‌درپی و چندباره، یک واحد زمین‌ساختی - چینه‌ای محدود میان رخداد کاتانگایی - سیمرین پیشین هستند که در محیط‌های سکویی کم‌عمق جمع شده‌اند و

سیر تکاملی آن با بلوک طبس تفاوت واضح دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

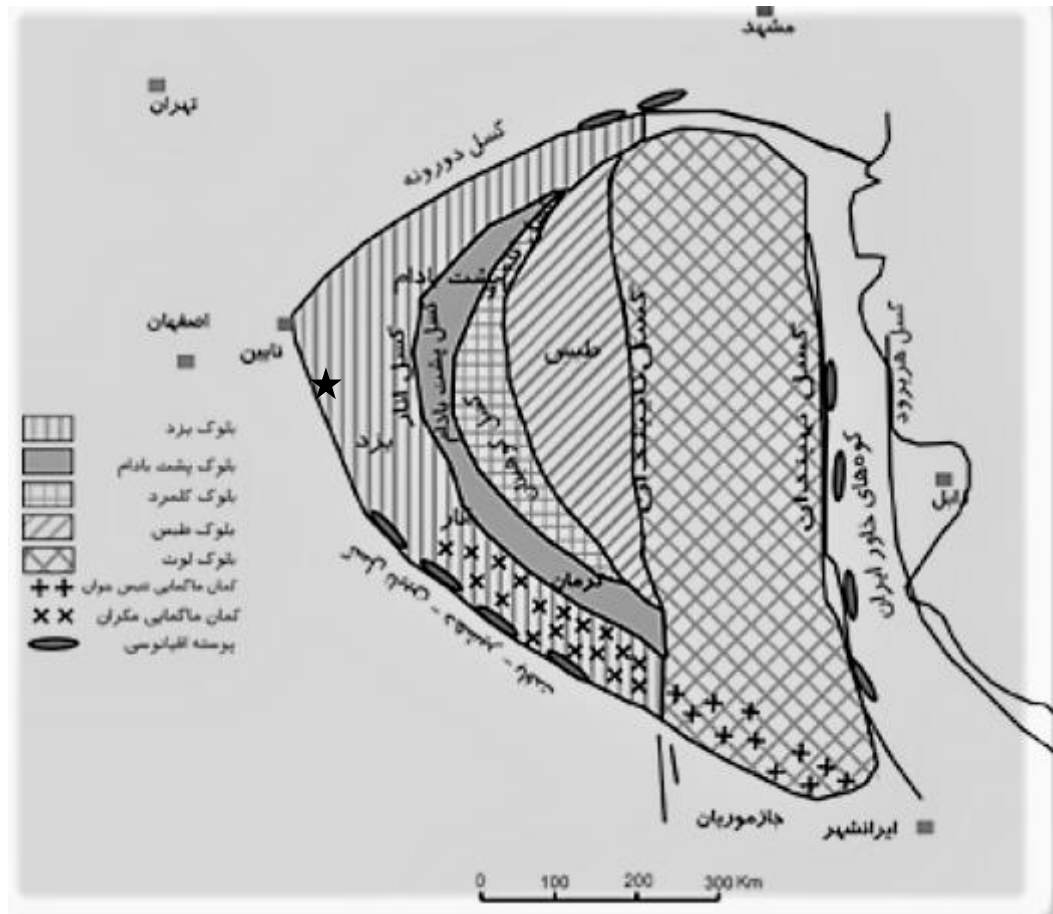
۲-۲-۶- بلوک پشت بادام

میان گسل پوشیده نایین - کوهبنان در غرب و گسل پشت بادام در شرق قرار دارد. نکته اساسی این بلوک رخنمون‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین است که بیشتر از نوع سنگ‌های آتش‌فشانی، آتش‌فشانی - آواری و آذرآواری به همراه مرمرهای آهکی و دولومیتی است. این پی‌سنگ شبیه پی‌سنگ پروتروزوئیک عربستان است که مجموعه پان‌آفریکن نام دارد. سنگ‌های ماگمایی این بلوک محدود به پرکامبرین نیستند، ردیف‌های پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین آن (سری ریزو و سری دسو)، به‌ویژه در شمال کرمان، همراهانی از گدازه‌های قلیایی و خاستگاه کافتی دارند و به نظر می‌رسد که پدیده کافتی شدن از ویژگی‌های این بلوک باشد. در این بلوک، سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی - ژوراسیک گسترش محدود دارند و دگرگون شده‌اند. جوان‌ترین سنگ‌های بلوک پشت بادام کربنات‌های کوه‌ساز کرتاسه است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۲-۷- بلوک یزد

بخش غربی خردقاره ایران مرکزی است که از شمال به گسل درونه و از غرب به نوار افیولیتی نائین - بافت محدود است. نکته ویژه بلوک یزد دو مورد است، یکی دگرگونی‌های انارک و دوم ردیف‌های تریاس نخلک. در ناحیه انارک که گاهی به نام ماسیف انارک - خور از آن یاد می‌شود، مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی - پسامیتی به همراه سنگ‌های کربناتی و آتش‌فشانی متعلق به شیب قاره وجود دارند که به‌صورت ناحیه‌ای و در رخساره‌های شیب‌سبز و شیب‌آبی دگرگون شده‌اند و به‌صورت ورق‌های برخوردی با افیولیت‌ها، سنگ‌آهک‌های پلاژیک و رسوب‌های آشفته همراه‌اند. اگرچه Davoodzade et al, (1981) افیولیت‌های انارک را بخشی از پوسته اقیانوسی تتیس کهن هرات می‌دانند که پس از چرخش خردقاره در مکان فعلی رخنمون پیدا کرده

است ولی به باور Almasian, (1977) افیولیت‌های انارک سن پروتروزوییک بالایی دارند و می‌توان آن‌ها را در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی دانست. ردیف‌های تریاس ناحیه نخلک (گروه نخلک) تفاوت رخساره‌ای قابل توجهی با سایر نقاط خردقاره ایران مرکزی دارند.



شکل ۲-۲ محدوده پهنه ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن (آقنابتی، ۱۳۸۳) و موقعیت کانسار هفتهر (علامت ستاره).

۳-۲- تکامل پهنه ایران مرکزی

پی‌سنگ متبلور ایران مرکزی و پوشش پلاتفرمی آن حداقل از دوران پالئوزوئیک در امتداد گسل‌های بزرگ شکسته شده است. با توجه به نبوده‌های چینه‌شناسی در برخی از مناطق آن، حرکات قائم مداومی را متحمل شده است که در پیدایش آتش‌فشان‌های ترشیری نیز بی‌تأثیر نبوده است. از فازهای کوهزایی مهمی که در مزوزوئیک بر ایران مرکزی تأثیر داشته می‌توان فازهای سیمیرین پیشین (Early Cimmerian) و سیمیرین پسین (Late Cimmerian) را نام برد.

سیمیرین پسین مؤثرترین فاز کوهزایی پس از فاز یا فازهای کوهزایی پرکامبرین در ایران مرکزی است که در مرز ژوراسیک- کرتاسه به وقوع پیوسته است. قسمت اعظم ایران تحت تأثیر این فاز کوهزایی قرار گرفته است و دگرشیبی کاملاً مشخصی در قاعده رسوبات کرتاسه مشاهده می‌شود. بر اثر فاز کوهزایی سیمیرین پسین در ایران مرکزی در اواخر ژوراسیک، حوضه رسوبی که در تمام ایران گسترش داشته کم‌عمق شده است که نشانه‌های این حرکت در ایران مرکزی و شرق ایران به‌طور واضح قابل رؤیت است.

در اواخر ژوراسیک و آغاز کرتاسه جنبش زمین ساختی شدیدی به وقوع پیوسته و رسوبات قبلی را دچار چین‌خوردگی کرده است. این جنبش یک فاز فشارشی بوده و در بخش‌هایی از ایران موجب دگرگونی شده است. علت ایجاد این فاز فشارشی را می‌توان با آغاز فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر خورده قاره ایران مرکزی مرتبط دانست که بنا به عقیده بسیاری از محققین، این فرورانش در زمان اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه شروع شده و فرورانش آن از نوع آندی (Andean type) است (Ramezani & tucker, Sengor et al., 1990, Berberian et al., 1982, Berberian & King, 1981). به دنبال جنبش یادشده، فعالیت‌های ماگمایی شدیدی صورت گرفته است. این فعالیت‌ها به هر دو صورت درونی و بیرونی رخ داده‌اند که از جمله آن‌ها می‌توان گرانیت شیرکوه یزد باسن جایگزینی اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه و سنگ‌های آذرین موجود در کمر بند آتش‌فشانی ارومیه- دختر را نام برد که با قوس ماگمایی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی مرتبط هستند (Alavi et al., 1994, Nadimi, 2007, Berberian & King., 1981).

بنابراین فازهای کوهزایی سیمیرین پسین مصادف با آغاز فرورانش حوضه زاگرس بوده و در کرتاسه پسین به علت برخورد صفحه عربی با صفحه ایران، این فعالیت‌های کوهزایی تشدید شده است. با توجه به مطالب فوق، آخرین فاز مهمی که بر ایران مرکزی تأثیر می‌گذارد هم‌زمان با برخورد دو صفحه ایران و عربستان بوده است. نتیجه این برخورد به‌صورت افزایش ضخامت و کوتاه شدگی پوسته، چین‌خوردگی، گسلش معکوس و بالا آمدن تدریجی کوه‌ها است (Berberian & King., 1981). به نظر

می‌رسد که گسل‌های قدیمی جداکننده رخساره‌ای، در فاصله زمانی بین آغاز فرورانش در حوضه اقیانوسی نئوتتیس و زمان برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی بیشتر به صورت فشارشی عمل کرده‌اند که این تغییر در رفتار را می‌توان پیامد جهت جدید تنش وارده به ایران مرکزی بر اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس دانست. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگی‌های متعدد با جهات مختلف به صورت مشبک درآورده است و قطعات شکسته شده نسبت به هم حرکاتی داشته‌اند که در نتیجه بالا آمدگی‌ها و فرورفتگی‌ها، ساختمان‌های هورست و گرابن ایجاد گردیده است. به طور مختصر از مطالعات صورت گرفته می‌توان نتیجه گرفت که ساختمان چینه‌شناسی دامنه جنوبی کوه‌های البرز شباهت زیادی به ایران مرکزی دارد و رسوبات دوران پالئوزوئیک تا سنوزوئیک ایران مرکزی و شمال ایران در شرایط ائوژئوسنکلینال به وجود نیامده است، بلکه بیشتر از رسوبات کم‌عمق تشکیل شده است.

به عقیده نبوی، (۱۳۵۵)، سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک بیشتر در قسمت شرقی ایران مرکزی گسترش داشته و شامل گرانیات آناتکسی-میگماتیت-گنیس-آمفیبولیت-شیست‌های مختلف و مرمر است.

سنگ‌های دگرگونی مربوط به کامبرین که جوان‌تر می‌باشند حاصل رسوبات کم‌عمق دریایی و شامل شیل، سیلتستون، دولومیت (به مقدار کم) و توف‌های اسیدی می‌باشند. کلیه این سنگ‌ها متأثر از کوهزایی آسینتیک (کاتانگایی) بوده‌اند.

۲-۴- چینه‌شناسی پهنه ایران مرکزی

با توجه به شناسایی سنگ‌های نئوپروتروزوئیک در این پهنه می‌توان واحدهای چینه‌ای ایران مرکزی را به صورت زیر بیان کرد:

۲-۴-۱- نئوپروتروزوئیک

در ایران مرکزی، به‌ویژه در شمال کرمان، سنگ‌های پرکامبرین پسین، آمیزه‌ای از رسوبات کنار قاره‌ای و رسوبات تبخیری به نام‌های سری ریزو (Rizu series)، سری دسو (Desu series)، سری

راور (Ravar series) و سازند درین (Derin Fm) است.

سری ریزو نخستین واحد سنگ‌چینه‌ای پس از کوهزایی کاتانگایی است که به‌طور دگرشیب بر روی سری مراد نشسته است. پیچیدگی ساختاری و برونزدهای گنبدی سبب شده تا این سری نظم چینه‌ای نداشته باشد، به همین دلیل برش الگو ندارد و ستبرای آن بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر برآورد شده است. شیل، ماسه‌سنگ، کربنات و لایه‌های ایگنمبریت از سازنده‌های سری ریزو هستند. سن پرتوسنجی ۷۶۰ تا ۵۹۵ میلیون سال (در معدن کوشک) سبب شده تا این سری به سن نئوپروتروزوئیک پسین باشد (Huckriede et al., 1962).

سری دسو در شمال و شمال غربی کرمان به ردیف‌های مشابه با سری ریزو انباشته‌های گچی اضافه شده است. ساخت پیچیده، حضور انباشته‌های تبخیری و یا انحلال آن‌ها سبب شده تا این مجموعه بدون برش الگو باشد (Huckriede et al., 1962).

سری راور یک واحد سنگ‌چینه‌ای متشکل از آمیزه‌ای از ماسه‌سنگ سرخ‌رنگ، سنگ تبخیری، دولومیت، سنگ‌آهک تیره‌رنگ و سنگ‌های آتش‌فشانی بازیک و اسیدی است که به‌ویژه در جنوب شهرستان راور به گونه‌ای دی‌پایر مانند در اطراف گسل‌ها به سطح زمین رسیده است و به همین دلیل دربرگیرنده سنگ‌هایی به سن متفاوت است.

۲-۴-۲- کامبرین

کامبرین در ایران مرکزی به‌جز در ناحیه عقدا مشابه البرز- آذربایجان است و شامل سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و میلا است.

۲-۴-۳- اردوئین

در بخش بزرگی از ایران مرکزی سنگ‌های اردوئین شامل نهشته‌های دریایی از نوع شیل، ماسه‌سنگ، مارن و سنگ‌های کربناتی با فسیل تریلوبیت، بازوپا و کنودونت است. در ناحیه شیر گشت

به این انباشته‌ها نام سازند شیرگشت اطلاق شده است که از ضخیم‌تری انباشته‌های اردوئیسین ایران است (Rotner et al., 1968).

۲-۴-۴- سیلورین

سنگ‌های سیلورین ایران مرکزی برای اولین بار توسط (Rotner et al, 1968) به نام سازند نیور نام‌گذاری شد که اولین سازند از گروه گوش‌کمر است و شامل سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای تیره مرجان‌دار با میان‌لایه شیل و یک بخش دولومیتی در زیر است.

۲-۴-۵- کربنیفر

سنگ‌های کربنیفر ایران مرکزی با رخساره‌های متفاوتی دیده می‌شوند. در بلوک طبس این نهشته‌ها بیشتر شامل رسوب‌های آواری انباشته‌شده در حوضه‌های با فرونشست زیاد است. در بلوک کلمرد سنگ‌های کربنیفر همچنان رخساره کربناتی دارد ولی ستبرای درخور توجهی گچ (گاهی تا ۱۲۰ متر) از ویژگی‌های کربنیفر این بلوک است که تاکنون در دیگر مناطق ایران گزارش نشده است (گرگیچ، ۱۳۸۱).

۲-۴-۶- پرمین - تریاس

وجود برونزدهای به نسبت گسترده سنگ‌های پرمین در نواحی طبس، شیرگشت، کلمرد، کرمان، بهاباد، بیابانک، انارک، بافق، تربت‌جام، ازبکوه، تربت‌حیدریه، کاشمر، نایبند، بیرجند، بزمان و ... گویای پیشروی گسترده دریای پرمین در ایران مرکزی است که در همه‌جا به ردیف‌های رسوبی این دریای پیشرونده سازند جمال نام داده شده است.

تریاس در ایران مرکزی از نوع نهشته‌های کربناتی نزدیک به ساحل هستند که معمولاً با سنگ‌های قدیمی‌تر ارتباط ناپیوسته دارند. نهشته‌های تریاس پسین ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی زغال‌دار می‌باشند. از واحدهای سنگی تریاس پایینی این پهنه می‌توان سازند سرخ شیل را نام برد، تریاس

میانی در ایران مرکزی با سازند دولومیتی شتری شناخته می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۴-۷- ژوراسیک - کرتاسه

در صفحه ایران، (سنندج- سیرجان، ایران مرکزی، البرز، آذربایجان)، سنگ‌های ژوراسیک نشانگر دو چرخه رسوبی بزرگ و جداگانه هستند که مرز آن‌ها به رویدادهای زمین‌ساختی است. نخستین چرخه رسوبی ژوراسیک به سن ژوراسیک پایینی- میانی و شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های زغال‌دار است که در محیط کولابی و مردابی نزدیک به ساحل نهشته شده‌اند و ستبرای آن از چندین متر تا بیش از سه هزار متر متغیر است. در ایران مرکزی این دوران با سازندهای ذغالی شمشک و گروه مگو شناخته می‌شود. سنگ‌آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پایینی، یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگی ایران مرکزی است که اغلب با ردیف‌های آواری سرخ‌رنگ آغاز و به‌طور پیش‌رونده و گاه دگرشیب سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند. گستردگی زیاد این سنگ‌ها، در نواحی گوناگون ایران مرکزی، گویای پیشروی گسترده دریا و پوشیده شدن بسیاری از انباشته‌های قدیمی، با دریای پیشرونده کرتاسه پایین است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۴-۸- ترشیری

به‌جز نواحی جندق، یزد و نائین که چین‌خوردگی لارامید عملکرد ضعیف داشته، در سایر نواحی ایران مرکزی، توالی‌های پالئوسن به‌طور عمده نهشته‌های کنگلومرای و ماسه‌سنگی است که به‌طور دگرشیب و بعضاً هم‌شیب، سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشانند. سنگ‌های ائوسن ایران مرکزی دو خاستگاه متفاوت دارند. در کمان ماگمایی ارومیه- بزمان و در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی و بلوک لوت، سنگ‌های ائوسن، روانه یا خاکسترهای آتش‌فشانی ستبری است که در محیط‌های آبی و یا خشکی شکل گرفته‌اند. ولی، در حاشیه قاره‌ها فرسایش بلندی‌های حاصل از چین‌خوردگی لارامید، موجب نهشت سریع توالی‌های فلیش گونه با ستبرای زیاد شده است. حرکات کوهزایی

اؤسن پایانی (رخداد پیرنئن) موجب تشکیل حوضه‌های رسوبی کم‌عمق قاره‌ای شده است، به همین دلیل نهشته‌های الیگوسن ایران مرکزی آواری‌های سرخ‌رنگ قاره‌ای است که به‌تقریب فاقد فسیل بوده یا فسیل‌های شاخص ندارند. به همین دلیل به‌جز چند مورد، سن این نهشته‌ها، از روی موقعیت چین‌شناسی آن‌ها تعیین شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۵- ماگماتیسزم ناحیه‌ای

در بخش‌های شمالی و شمال شرقی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سروبالا، سنگ‌های آذرین بیرونی شامل ریولیت و توف‌های ریولیتی سازند ریزو (وندین) گسترده شده‌اند که آن‌ها را حاصل رخداد‌های تکتونیکی پس از کاتانگایی می‌دانند. فاز تکتونیکی کرتاسه پسین نیز موجب تشکیل جریان‌های گدازه آندزیتی تا بازالتی اندک با ساخت بالشی (pillow) به همراه سیل‌های فراوان کربناتی، ریولیت با بلورهای درشت فلدسپار همراه با توف و نوارهای رادیولاریتی شده است. این سنگ‌ها با گسل نائین-سورک در کنار سنگ‌های آهکی کرتاسه قرار گرفته است.

فعالیت‌های ولکانیکی ناحیه در اؤسن افزایش یافته و تا انتهای اؤسن پسین به‌تدریج کاهش یافته است، به نحوی که انباشتگی ضخیمی از روانه‌های زیردریایی، خشکی و سنگ‌های رسوبی ولکانیکی، نشانه وجود حوضه خیلی فعال و نوسان‌های محیط در این زمان است. سه فاز جدا از هم و پی‌درپی در ردیف آتش‌فشانی اؤسن در این ناحیه قابل تشخیص و تفکیک است:

۱- بخش پایینی از فرآورده‌های جریان‌ی و پرتابه‌ای (توف، برش و آگلومرا)، گدازه و پس از آن توف‌های ماسه‌ای یا کربناتی و آهک ماسه‌ای تشکیل شده است. این سنگ‌ها ترکیبی اسیدی تا حد واسط دارند و سن لوتسین پسین-پریابونین برای آن‌ها تعیین شده است. بر روی این سنگ‌ها گدازه‌های آندزیتی قرار دارد. این سنگ‌ها در دامنه باختری ارتفاعات بندگانور و در امتداد گسل نائین-سورک گسترش یافته‌اند.

۲- بخش میانی ردیفی از سنگ‌های آتش‌فشانی اؤسن با ترکیب داسیت تا ریوداسیت تشکیل شده که

می‌تواند نشانه‌ای از حرکات تکتونیکی لوتسین پایانی باشد.

۳- بخش بالایی ردیف آتش‌فشانی ائوسن را توف‌های زیردریایی با ترکیب آندزیتی تشکیل می‌دهد.

بخش‌های پایینی و بالایی آتش‌فشان‌های ائوسن در محیط دریایی تشکیل شده است.

علاوه بر سنگ‌های ذکرشده یک ردیف کامل تفریق شده بلوری از یک ماگمای شوشونیتی از بازالت

آندزیتی آنالیسیم‌دار، آندزیت، تراکی‌آندزیت تا ریوداسیت در سه رشته کوه واقع در غرب گسل نائین-

سورک رخنمون دارد (کوه قلعه خرگوشی، کوه چاه‌زرد).

در بخش جنوب شرقی گسل نائین - سورک، بر روی سنگ‌های زیردریایی ائوسن پسین، سنگ‌های

ریولیتی قاره‌ای جای گرفته‌اند که پیوند آن‌ها دگرشیب است. این روانه‌های بازیک ممکن است به

جنبش‌های تکتونیکی ائوسن پسین - الیگوسن پیشین وابسته باشند.

در سنگ‌های ائوسن - الیگوسن این ناحیه، توده‌های نفوذی کم‌ژرفایی نیز نفوذ کرده که دو روند

ماگمایی بلورین در آن‌ها قابل تشخیص است:

الف) فاز نفوذی کهن‌تر که یک تفریق مهم از دیوریت و گرانیت پرمایه از پتاسیم را نشان می‌دهد (کوه

چاه کلنگ).

ب) فاز نفوذی جوان‌تر که شامل دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت تا آپلیت تفریق شده است (کوه یاق

مش).

از اطلاعات به‌دست‌آمده این نتیجه حاصل می‌شود که سن این نفوذی‌ها الیگوسن پسین - میوسن بوده

و جنبش‌های تکتونیکی نئوژن موجب بالا آمدن ماگمای بازیک شده که درون ولکانیک‌ها نفوذ کرده

است. توده‌های نفوذی در منطقه مطالعاتی بیشتر از نوع بازیک نیمه عمیق و از جنس دیاباز است.

۲-۶- زمینه‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه معدنی هفتهر

۲-۶-۱- چینه‌شناسی

به‌طور کلی مهم‌ترین واحدهای سنگی مشاهده شده در محدوده مورد مطالعه براساس ترتیب سنی

به صورت زیر است:

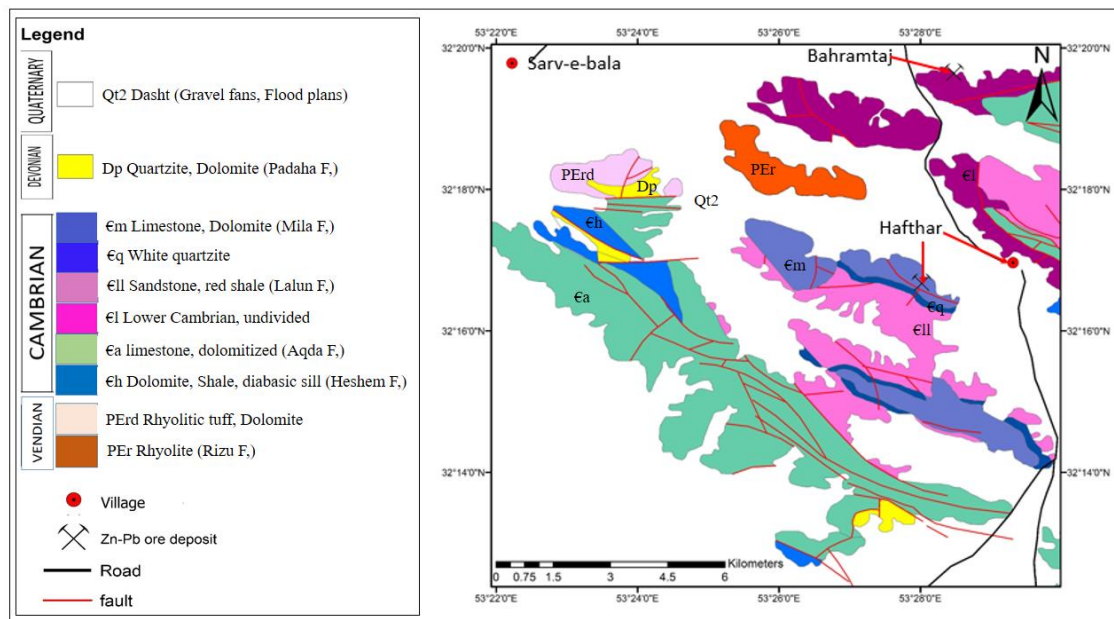
۲-۶-۲- تشکیلات ریزو

این تشکیلات شامل یک سری سنگ‌های آذرین خروجی شامل ریولیت، توف‌های ریولیتی و ریوداسیت است که در شمال غرب محدوده به صورت بیرون زدگی در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سروبالا در قسمت شمال شرق خارج از محدوده مورد مطالعه مشخص شده است (شکل ۲-۳).

سازند سلطانیه دارای دو زیر سازند درین (در زیر) و دولومیت چرت‌دار ضخیم (در بالا) «سازند عقدا» دربرگیرنده شیل و کربنات‌های هشتم (در زیر) و سنگ‌آهک‌های سیاه (در بالا) است که نبوی، (۱۳۶۳) واحدهای یادشده را واحدهای سنگ‌چینه‌ای مستقل دانست و زیر سازندهای درین، هشتم و سنگ‌آهک‌های سیاه را به سازندهای درین، هشتم و عقدا تغییر مرتبه داد که از میان آن‌ها سازند درین به سن پرکامبرین پسین و سازندهای هشتم و عقدا به سن کامبرین پیشین‌اند (شکل ۲-۴).

۲-۶-۲-۱- سازند هشتم

شیل‌های سبز تا خاکستری، ماسه‌سنگ و لایه‌های دولومیتی و کریستال توف قرار گرفته است که در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سروبالا توسط نبوی، (۱۳۵۹)، به نام سازند شیلی ماسه‌سنگی هشتم در نظر گرفته شده است که می‌توان آن را با سازند درین مطابقت داد. ضخامت آن در حدود ۲۸۰ متر است که شامل شیل‌های کربناتی بعضاً با لامینه‌های پیریت است. تناوب شیل‌های کربناتی، دولومیتی و سیلتستون PCsh، توسط گسل معکوس و امتدادی معدن در مقابل تشکیلات میلا قرار گرفته که آلتراسیون آن در سطح مشخص است. در طول محدوده و در شمال گسل این شیل و سیلتستون رخنمون دارد (شکل ۲-۵).



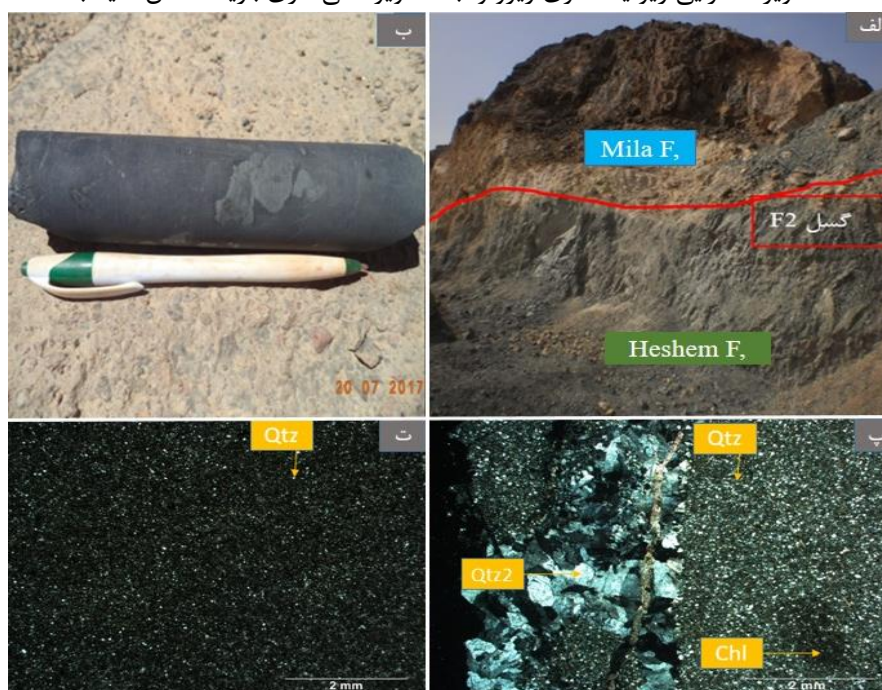
شکل ۳-۲ نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و گسل‌های اصلی برگرفته از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سروبالا (عمیدی و نبوی، ۱۳۵۹).

۲-۲-۶-۲- سازند آهکی عقدا

بر روی سازند هشتم، واحد سنگ‌چینه‌ای دیگری متشکل از سنگ‌آهک‌های سیاه‌رنگ و کوه‌ساز به نام سازند عقدا (نبوی، ۱۳۵۹) وجود دارد که شواهد دیرینه‌شناسی و جایگاه چینه‌شناسی سبب شده تا حمدی، (۱۳۷۴) براین باور باشد که سازند آهکی عقدا، هم‌ارز عضو دولومیت بالای سازند سلطانیه است و سن آتابانین دارد. در ناحیه عقدا، سازندهای باروت و زاگون وجود ندارد و سازند لالون با ناپیوستگی موازی روی سنگ‌آهک‌های عقدا نشسته است (عمیدی و نبوی، ۱۳۵۹). لازم به ذکر است که سازند آهکی عقدا در محدوده مورد مطالعه رخنمون مستقیم ندارد اما بخش بزرگی از کوه بندگان در جنوب غرب محدوده را شامل می‌شود.



شکل ۲-۴ (الف) تصویر صحرایی ریولیت سری ریزو و (ب) تصویر کانی‌سازی باریت-مس (دید به سمت غرب).



شکل ۲-۵ (الف) نمای بخش سبز و دگرسان شده شیل ماسه‌ای هشتم در مقابل میلا در مجاورت گسل اصلی (دید به سمت جنوب شرق)، (ب) تصویر بخش شیل ماسه‌ای خاکستری هشتم، (پ) تصویر میکروسکوپی مربوط به بخش شیل-ماسه‌سنگی دگرسان شده در نور پلاریزه که نشان‌دهنده کوارتزهای نسل اول (Qtz2) همراه با کلریت (Chl) و کوارتزهای درشت بلور نسل دوم (Qtz2)، (ت) تصویر میکروسکوپی شیل ماسه‌ای خاکستری هشتم در نور پلاریزه دارای کوارتزهای ریزدانه (Qtz).

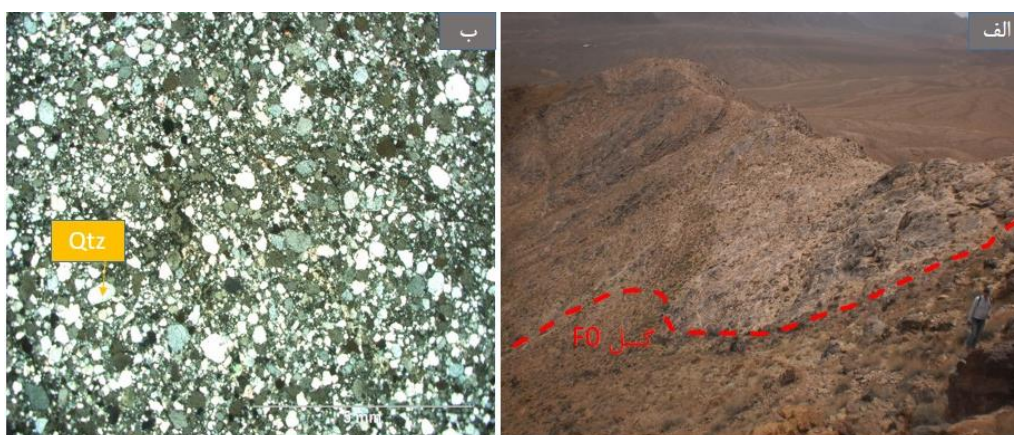
۲-۶-۲-۳ سازند لالون

در کوه هفتمهر و ناحیه دغ اژدها ماسه‌سنگ و شیل‌های قرمز زاگون و لالون با یک ناپیوستگی چینه‌شناسی بر روی سازند عقدا قرار گرفته است. در قاعده این مجموعه قرمز رنگ شیل‌های میکادار ارغوانی تیره وجود دارد و به تدریج ماسه‌سنگ لالون بامیان لایه‌های شیلی و سیلتی دنبال می‌شود که

در قسمت‌های بالایی چند میان لایه دولومیتی قهوه‌ای نیز وجود دارد. در محدوده مطالعاتی این سازند با ماسه‌سنگ قرمز نازک تا متوسط لایه، ماسه‌سنگ آهکی قرمز صورتی تا قهوه‌ای، ماسه‌سنگ قرمز روشن و دولومیت با لایه‌بندی نازک مشخص است که با روند شمال غربی - جنوب شرقی دامنه جنوبی ارتفاعات محدوده را تشکیل می‌دهد. در بخش‌های پایانی این سازند و پیش از شروع رسوب‌گذاری کوارتزیت فوقانی، گاهی لایه‌های سیلتی به رنگ سبز زیتونی تا قهوه‌ای - قرمز دیده می‌شود که ضخامتی حدود یک متر دارند و با افق‌های ماسه‌سنگی نازک لایه (تا ۰/۲ متر) به صورت متناوب قرار می‌گیرند.

۴-۲-۶-۲- کوارتزیت قاعده‌ای

کنتاکت قاعده‌ای سازند میلا ماسه‌سنگ کوارتزیتی روشن به ضخامت حدود ۱۵ متر است. شروع این واحد با ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ سفید تا صورتی پریده و متوسط تا ضخیم لایه مشخص است. میان لایه‌های ماسه‌سنگ آهکی و به‌ندرت سیلتستون نازک لایه در آن دیده می‌شود. این واحد را می‌توان ادامه سازند لالون و یا پایین‌ترین بخش سازند میلا در نظر گرفت که به‌طور همساز زیر اولین بخش سازند میلا قرار گرفته است. در تصاویر میکروسکوپی این واحد سنگی شامل بلورهای درشت و ریز کوارتز به صورت بافت موزاییکی است (شکل ۶-۲).



شکل ۶-۲ الف) نمایی از کوارتزیت فوقانی با کنتاکت گسله با بخش ۳ میلا، ب) تصویر میکروسکوپی واحد کوارتزیتی شامل کوارتزهای درشت و ریزبلور (Qtz) با بافت موزاییکی در نور پلاریزه.

۲-۶-۲-۵- سازند میلا

برش الگوی سازند میلا توسط (Ruttner et al, 1968)، در میلاکوه دامغان، به ضخامت ۵۸۵ متر اندازه گیری و معرفی شده است. نامبردگان به دلیل ناهمگنی های موجود، سازند میلا را به ۵ عضو تقسیم کرده اند که کم و بیش در بسیاری از نقاط ایران قابل شناسایی است؛ که به طور عادی یا گسله بر روی کوارتزیت فوقانی قرار گرفته است.

سازند میلا در این محدوده بر اساس ویژگی های سنگ شناسی به پنج بخش تفکیک شده است:

بخش Cm1:

این بخش شامل دولومیت متوسط تا ضخیم لایه به رنگ نخودی تا قهوه ای و آهک متوسط لایه خاکستری است که بر روی واحد کوارتزیت فوقانی قرار دارد. ضخامت آن متغیر بوده و در غرب محدوده بیشترین ضخامت را دارد و در حدود ۸۰ متر است. در غرب و جنوب غرب محدوده مطالعاتی این سازند با همبری عادی و به طور همساز بر روی واحد کوارتزیت فوقانی قرار گرفته و از قسمت میانی به سمت شرق دیده نمی شود.

بخش Cm2:

این بخش از تناوب آهک و دولومیت قهوه ای روشن کمی ماسه ای بارنگ هوازده قهوه ای و سطح شکست صورتی کم رنگ و آغشته به اکسیدهای آهن تشکیل شده است. ضخامت این بخش نیز در نقاط مختلف متغیر و در حدود ۶۰ متر است. این بخش تقریباً در سرتاسر محدوده رخنمون دارد که در قسمت غربی با بخش یک همبری عادی و از قسمت میانی تا گسل F1 و همچنین در قسمت شرق با کوارتزیت فوقانی کنتاکت گسله دارد (شکل ۲-۸).

بخش Cm3:

این بخش متشکل از سنگ آهک بلورین دانه درشت روشن که بعضاً دولومیتی شده و به رنگ قهوه ای کم رنگ تا خاکستری روشن است. ضخامت این بخش در حدود ۵۵ متر است. تقریباً در سراسر محدوده

به‌غیراز قسمت شرقی گسترش دارد (شکل ۸-۲).

بخش Cm4:

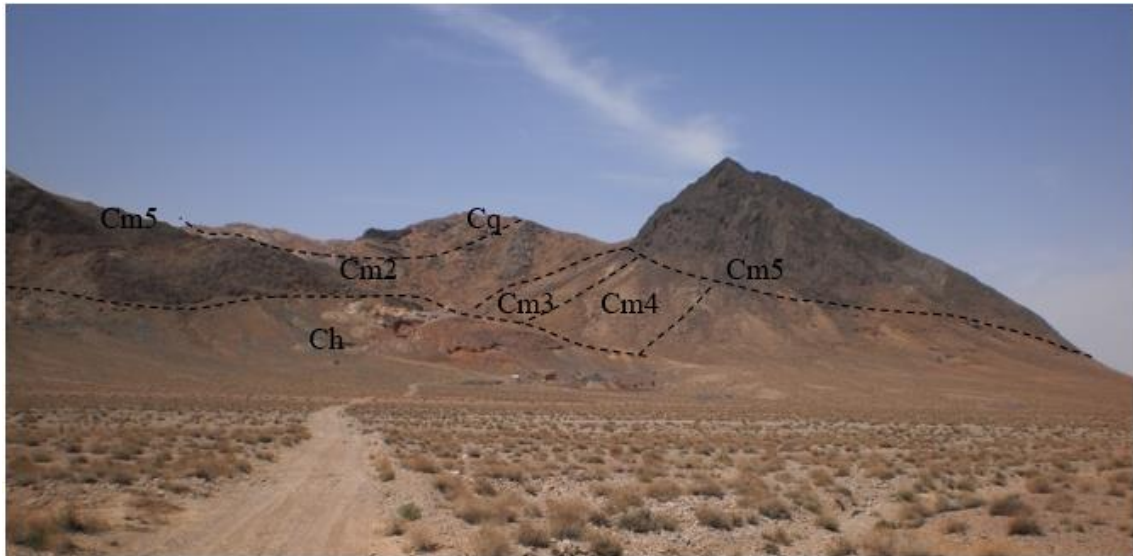
این بخش تناوب ماسه‌سنگ کوارتزی نازک لایه روشن با آهک خاکستری و دولومیت قهوه‌ای است. این بخش تنها در بخش میانی و غرب گسل F1 دیده می‌شود و در قسمت‌های شرق و غرب محدوده به علت عملکرد گسل‌ها دیده نمی‌شود. ضخامت آن در حدود ۱۰۰ متر است (شکل ۷-۲ و شکل ۸-۲).

بخش Cm5:

این بخش از آهک میکرایتی ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری روشن که در اثر دولومیتی شدن، رنگ آن به خاکستری تیره متمایل می‌گردد. ادامه این بخش به سمت غرب از آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه تشکیل شده است که بلندترین نقاط ارتفاعی محدوده را تشکیل می‌دهد که نمونه مربوط به این قسمت است. این بخش در بالای تونل و بخش مرکزی معدن گسترش قابل توجهی دارد. بیشترین ضخامت این یخس در غرب تونل و بالای کوه میله معدن به ۱۲۰ متر می‌رسد (شکل ۸-۲).



شکل ۷-۲ نمایی از بخش ۴ سازند میلا (تناوب ماسه‌سنگ، دولومیت قهوه‌ای و آهک خاکستری).

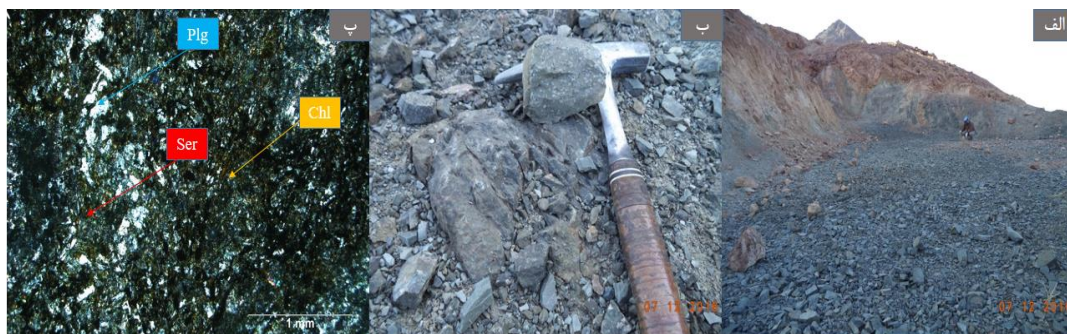


شکل ۲-۸ نمایی از واحدهای سنگ‌شناسی منطقه (Cm)، بخش‌های مختلف میلا، Ch بخش شیلی سازند هشتم و Cq کوارتزیت رأسی میلا).

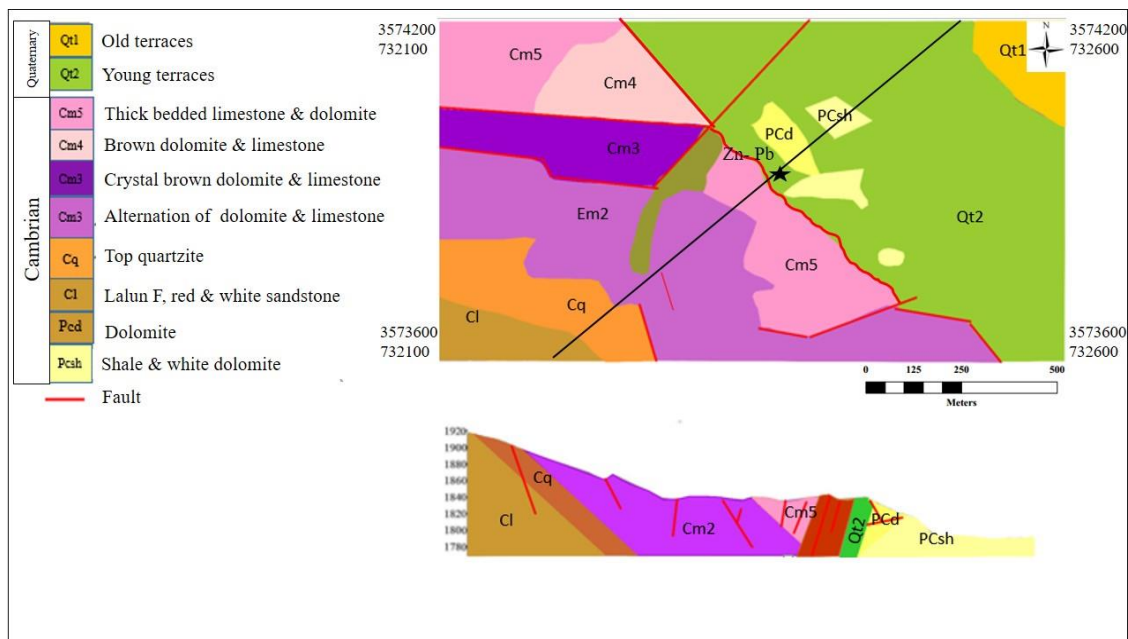
۲-۶-۳- سنگ‌های آذرین محدوده هفتهر

۲-۶-۳-۱- سنگ آذرین درونی

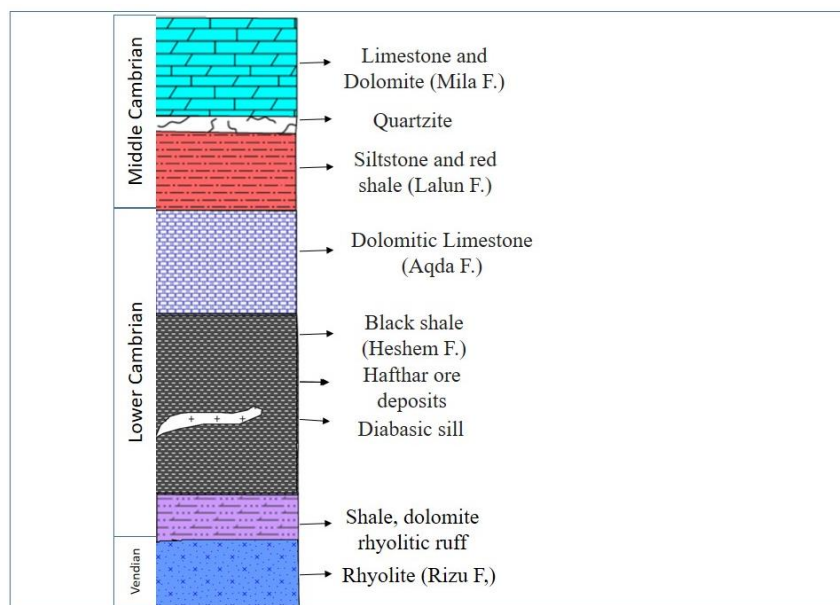
ماگماتیسیم محدوده بیشتر به صورت نفوذی کم‌ژرفا و نیمه عمیق، از نوع بازیک و از جنس دیاباز است. به علت نزدیک بودن جنس توده‌های نفوذی در منطقه یک نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد. کانی‌های اصلی مشاهده شده در مقطع این سنگ شامل کلریت، سیریسیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن است که عموماً بلورهای موسکویت به سیریسیت و کلریت دگرسان شده است (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹ (الف و ب) نمایی از سیل دیابازی دگرسان شده در مجاورت شیل‌های سبز هشتم، پ) تصویر میکروسکوپی سیل دیابازی در نورپلاریزه شامل کانی‌های پلاژیوکلاز (Plg)، کلریت (Chl) و سیریسیت (Ser).



شکل ۲-۱۰ بخشی از نقشه ۱:۵۰۰۰ زمین‌شناسی و واحدهای سنگ‌شناسی محدوده و موقعیت کانه‌زایی روی-سرب هفتهر (علامت ستاره).



شکل ۲-۱۱ ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی هفتهر.

۲-۷- زمین‌شناسی ساختمانی

محدوده مطالعاتی در جنوب غرب روستای هفتهر، در شرق گسل ناین-سورک و در گستره پرکامبرین پسین-پالئوزوئیک واقع شده است. روند ساختاری شمال غرب-جنوب شرق و شیب لایه‌ها از

NE تا SW تغییر می‌نماید. مجموعه‌ای از گسل‌های طولی با همین راستا و نیز گسل‌های عرضی با راستای تقریبی شمالی- جنوبی ساختمان را تحت تأثیر قرار داده‌اند. ساختار زمین‌شناسی این منطقه تا ارتفاعات بندگور واقع در جنوب این پهنه را، مجموعه‌ای از چین‌خوردگی‌های فشرده که گسلش را نیز پشت سر گذاشته‌اند تشکیل می‌دهد، به‌نحوی که منطقه مطالعاتی و ارتفاعات بند گور توسط سه تاقدیس و یک ناودیس به یکدیگر پیوند می‌خورند و گسل‌های طولی نیز موازی با محور این سازندها است.

هسته دو تاقدیس واقع در دامنه شمالی ارتفاعات بندگور از نهشته‌های زایگون و لالون تشکیل شده است. درحالی‌که هسته سومین تاقدیس (واقع در دامنه جنوبی کوه بندگور) از نهشته‌های میلا تشکیل و توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده است. ارتباط تاقدیس اخیر با تاقدیس‌های شمالی بند گور گسلیده است؛ بنابراین محدوده مورد مطالعه، یال شمالی تاقدیس مشرف بر دشت هفتهر محسوب می‌شود. که توسط گسل طولی F2 بریده و قسمت شمالی بعد از راندگی به سمت بالا تشکیلات پرکامبرین در مقابل تشکیلات کامبرین قرار گرفته است.

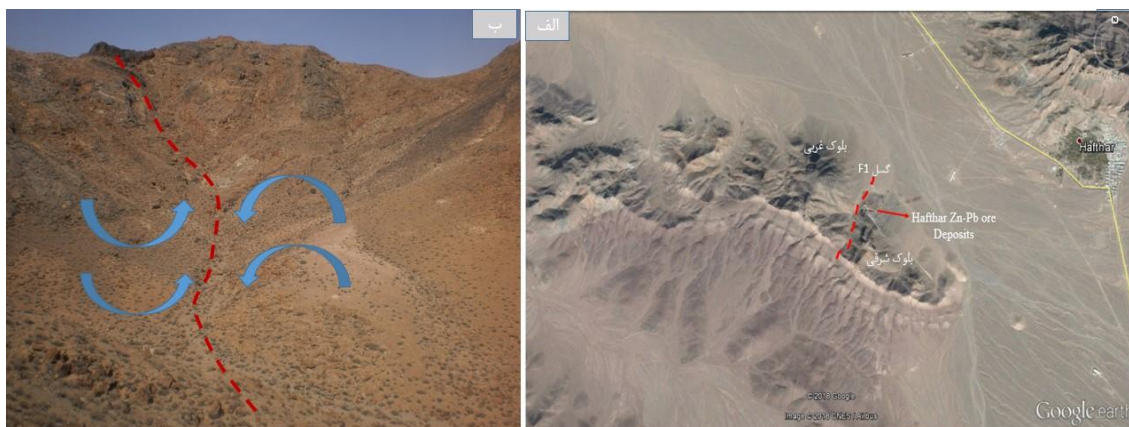
بیرون‌زدگی‌های سازند ریزو و سازندهای قدیمی در دشت هفتهر و ارتفاعات شمالی آن، نیز نشان‌دهنده ارتباط گسلیده ساختمان محدوده مطالعاتی با ساختمان‌های پوشیده در زیر رسوبات کواترنری دشت و ارتفاعات شمالی آن (کوه هفتهر) است. به‌بیان‌دیگر ساختمان‌های شمالی منطقه که نهشته‌های آن قدیمی‌تر از نهشته‌های منطقه مطالعاتی است از عمق به سطح رانده‌شده و در مجاورت نهشته‌های جوان‌تر قرار گرفته‌اند. ارتفاع ساختمان محدوده مطالعاتی از غرب به شرق افزایش می‌یابد. علی‌رغم این‌که ساختمان موردبحث یال شمالی تاقدیس مشرف بر دشت هفتهر محسوب می‌شود ولی بررسی آن نشان می‌دهد که خود تشکیل یک ناودیس را می‌داده است که تحت تأثیر تکتونیک شدید، یال شمالی آن در بیشتر قسمت‌ها حذف شده است.

علاوه بر این گسل‌های طولی موازی با این ساختار سبب کاهش حجم، حذف یا تکرار نهشته‌ها در محدوده گردیده‌اند. گسل‌های عرضی نیز جابجایی‌های نسبی قابل‌توجهی را در توالی‌های رسوبی

منطقه به دنبال داشته‌اند که بیشترین جابجایی از این نوع در بخش غربی محدوده دیده می‌شود. به‌طور کلی از نظر ساختمانی محدوده مطالعاتی را می‌توان به دو بلوک شرقی و غربی تقسیم کرد: به‌نحوی که آهک‌های بخش Cm5 در قسمت شرقی این بلوک (کوه میله معدن) دیده می‌شود (شکل ۲-۸). گسلی طولی با راستای تقریباً شرقی - غربی شیل‌های هشتم را در کنار بخش بالایی میلا در این بلوک قرارداده‌است (شکل ۲-۵ الف) (گسل F2).

۲-۷-۱- بلوک شرقی

از گسل F1 تا انتهای شرقی محدوده مطالعاتی را شامل می‌شود. در این بلوک بخش‌های بالایی میلا (به‌ویژه Cm5) در قسمت غرب (نزدیک به تونل معدن) دیده می‌شود و به سمت حد شرقی فرسایش یافته، گسلیده شده و حذف گردیده است و همین امر باعث حذف قسمت فوقانی تشکیلات هشتم شده است و بقیه تشکیلات فوق از جنس شیل و دولومیت تحت تأثیر حرکات ساختاری و عبور گسل F2 از بخش‌های شمالی این بلوک با راستای شمال‌غرب - جنوب‌شرق و شیب به سمت جنوب‌غرب مقابل تشکیلات میلا قرار گیرد و بخش‌هایی از تشکیلات میلا حذف گردیده است (شکل ۲-۱۲). فشارهای تکتونیکی که حاصل آن چین‌خوردگی طبقات و تشکیل تاقدیس‌ها و ناودیس‌های متعدد است در برخی نقاط به دلیل ویژگی‌های مربوط به جنس طبقات سبب راندگی لایه‌ها بر روی هم گردیده است. نحوه عملکرد گسل‌های طولی به تبعیت از فشارهای ساختاری و جهت نیروهای اعمال شده است. بیشتر گسلش‌ها و درهم‌ریختگی‌های ساختمان، بر اثر عملکرد نیروهای فشارشی است که علاوه بر چین‌خوردگی شدید و راندگی، گاهی نیز سبب رو راندگی (over trust) نیز شده‌اند که بیشتر در یال شمالی ساختمان مطالعاتی دیده می‌شوند.



شکل ۲-۱۲ الف) نمایی از گسل F1 بر روی تصویر هوایی و موقعیت بلوک‌های شرقی و غربی و ب) نمای گسل F1 از نزدیک و جابجایی آن (دید به سمت جنوب).

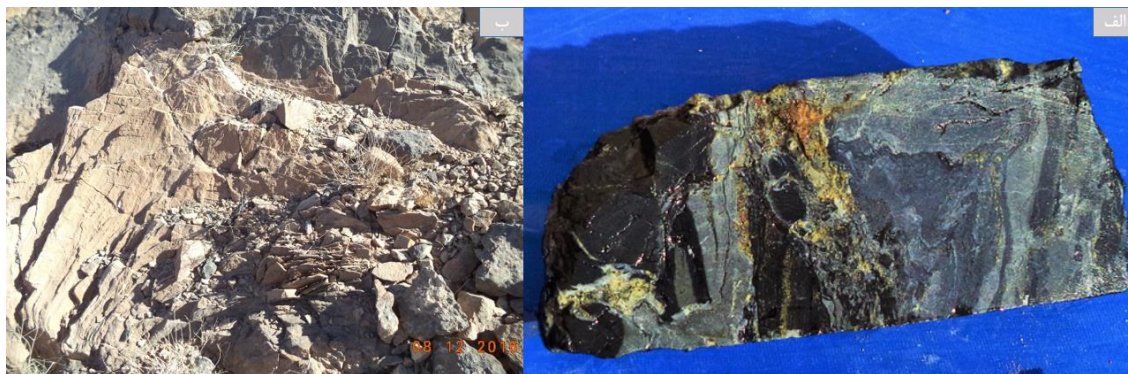
فشارهای تکتونیکی که حاصل آن چین‌خوردگی طبقات و تشکیل تاقدیس‌ها و ناودیس‌های متعدد است در برخی نقاط به دلیل ویژگی‌های مربوط به جنس طبقات سبب راندگی لایه‌ها بر روی هم گردیده است. نحوه عملکرد گسل‌های طولی به تبعیت از فشارهای ساختاری و جهت نیروهای اعمال‌شده است. بیشتر گسل‌ها و درهم ریختگی‌های ساختمان، بر اثر عملکرد نیروهای فشارشی است که علاوه بر چین‌خوردگی شدید و راندگی، گاهی نیز سبب رو راندگی (over trust) نیز شده‌اند که بیشتر در یال شمالی ساختمان مطالعاتی دیده می‌شوند.

به نظر می‌رسد منطقه چند فاز ساختاری متعدد را پشت سر گذاشته است:

- ۱- راندگی‌های شمال‌شرق و جنوب‌غرب با شیب نزدیک به قائم که باعث بالا آمدن و قرارگیری شیل‌های هشتم مقابل بخش ۵ سازند میلا شده است (گسل F2) (شکل ۲-۵ ب).
- ۲- راندگی‌هایی در همین راستا (شمال‌شرق و جنوب‌غرب)، با شیب به سمت شمال و راندگی‌های دیگری داخل تشکیلات میلا سبب جابجایی بخش‌های مختلف میلا یا حذف یکی از آن‌ها و یا باعث کاهش ضخامت شده است. این گسل‌ها نیز موازی با محور چین‌خوردگی‌های منطقه است.
- ۳- گسل‌های تقریباً قائم که به صورت اتفاقی و محلی رؤیت می‌گردد.
- ۴- گسل‌های عرضی با روند از شمالی- جنوبی تا شمال‌شرق- جنوب‌غرب که در محدوده جابجایی‌های عرضی را صورت داده‌اند.

سیستم گسله‌های معدن بیشتر از گسل بزرگ منطقه که به گسل نائین- سورک معروف است و در جهت شمال غرب- جنوب شرق کشیده شده است تبعیت می‌کند.

سنگ‌های رسوبی و آذرین در این منطقه به شدت چین خورده و گسلیده است (شکل ۲-۱۳) و سیستم گسلی شمال غرب- جنوب شرق آن را قطع کرده است و جهت محور چین‌ها نیز همان جهت گسله‌ها است و ماده معدنی ثانویه معدن نیز در داخل زون شکستگی با همین جهت است.



شکل ۲-۱۳ الف) دگرشکلی و چین خوردگی در واحد شیلی، ب) نمایی از چین خوردگی در واحد آهکی میلا در بخش شرقی محدوده مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۴ نمایی از دو گسل اصلی محدوده مورد مطالعه که عملکرد گسل F1 موجب جابجایی گسل طولی F2 گردیده است (دید به سمت جنوب-غرب).

فصل سوم:

کانه‌زایی، ساخت ماده معدنی و

دگرسانی

۳-۱- مقدمه

بلوک یزد بخشی از پهنه ایران مرکزی است که در بخش مرکزی ایران واقع شده است. این بخش از ایران مرکزی و به طور کلی پهنه ایران مرکزی از نظر کانی سازی سرب و روی دارای اهمیت ویژه ای است. در نتیجه مطالعاتی که طی چندین سال توسط سازمان زمین شناسی کشور، شرکت های معدنی و پروژه های دانشگاهی صورت گرفته است، کانسار و اندیس های متفاوتی از فلزات پایه خصوصاً سرب و روی در این ناحیه شناسایی شده است که تعدادی از این کانسارها از قبیل دره زنجیر، بهرام تاج و... در سال های دور استخراج می شده اند و پس از مدت زمان حدود ۵۰ سال بعد از انجام مطالعات اکتشافی مجدداً شروع به کار نموده اند. از تعداد کانسارهای شناخته شده در این بخش از ایران مرکزی آمار دقیقی در دست نیست، اما از میان کانسارهای بلوک یزد می توان کانسار روی- سرب بهرام تاج (قلی زاده و همکاران، ۱۳۹۵)، کانسار روی- سرب حوضه (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵)، کانسار روی- سرب دره زنجیر (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۶) و کانساری روی- سرب مهدی آباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۷) را نام برد. کانسار بهرام تاج در ۹۰ کیلومتری شمال غرب یزد در سنگ های آهکی- دولومیتی پالئوزوئیک متعلق به سری دزو و سازند عقدا تشکیل شده است. در بین آهک ها و دولومیت های مذکور، واحدهای شیل و مارن قرار دارد. شیل های مذکور به صورت گسترده ای در منطقه رخنمون داشته و با امتداد شرقی- غربی به طرف جنوب شیب دارند. آهک و دولومیت بالایی در قسمت کمربالا با ماسه سنگ شیلی همبری دارد. در این همبری و گسل های مجاور آن توده های دیابازی نفوذ کرده است. در امتداد شکستگی که محل همبری لایه ها نیز است ماده معدنی تشکیل شده است. کانسار روی- سرب حوض سفید در ۱۷ کیلومتری شمال شرق شهرستان اردکان واقع شده است. سنگ های کربناتی کرتاسه میزبان این کانسار است. کانسار روی- سرب دره زنجیر با میزبان آهک دولومیتی در فاصله ۲/۵ کیلومتری جنوب شهر تفت از توابع استان یزد جای گرفته است. توالی رسوبی کرتاسه پیشین میزبان این کانسار است. توالی رسوبی این محدوده را می توان به سه بخش اصلی سازند سنگستان، تفت و آبکوه تقسیم کرد.

کانسار روی- سرب هفتهر نیز از جمله کانسارهای موجود در بلوک یزد (ایران مرکزی) است و از لحاظ سنگ میزبان در توالی رسوبی کامبرین پایینی و در نزدیکی کانسار بهرام تاج واقع شده است.

۳-۲- افق کانه‌دار روی- سرب در توالی رسوبی کامبرین پیشین

توالی رسوبی در شمال غرب یزد بر اساس بررسی‌های انجام‌شده بر روی منطقه از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی شامل چهار واحد اصلی است که کانه‌زایی روی- سرب هفتهر در واحد شیلی منسوب به سازند هشتم رخ داده است که شرح آن در ادامه ارائه شده است:

بخش معدنکاری شده کانسار هفتهر که اکنون نیز در حال انجام کارهای اکتشافی به منظور بهره‌برداری مجدد است دارای دو بخش کانه‌زایی سولفیدی (بخش اصلی) و کانه‌زایی اکسیدی است که بخش سولفیدی بر اساس نمونه‌های مطالعه شده به ترتیب فراوانی دارای کانی‌های اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت است. جابجایی و چین‌خوردگی کانسار در اثر فعالیت‌های تکتونیکی از مهم‌ترین ویژگی‌هایی است که در محدوده معدنی دیده می‌شود.

کانه‌زایی در این کانسار براساس ساخت و بافت، کانی‌شناسی و نوع ارتباط کانسنگ با سنگ میزبان از پایین به بالا به سه رخساره متفاوت قابل تفکیک است:

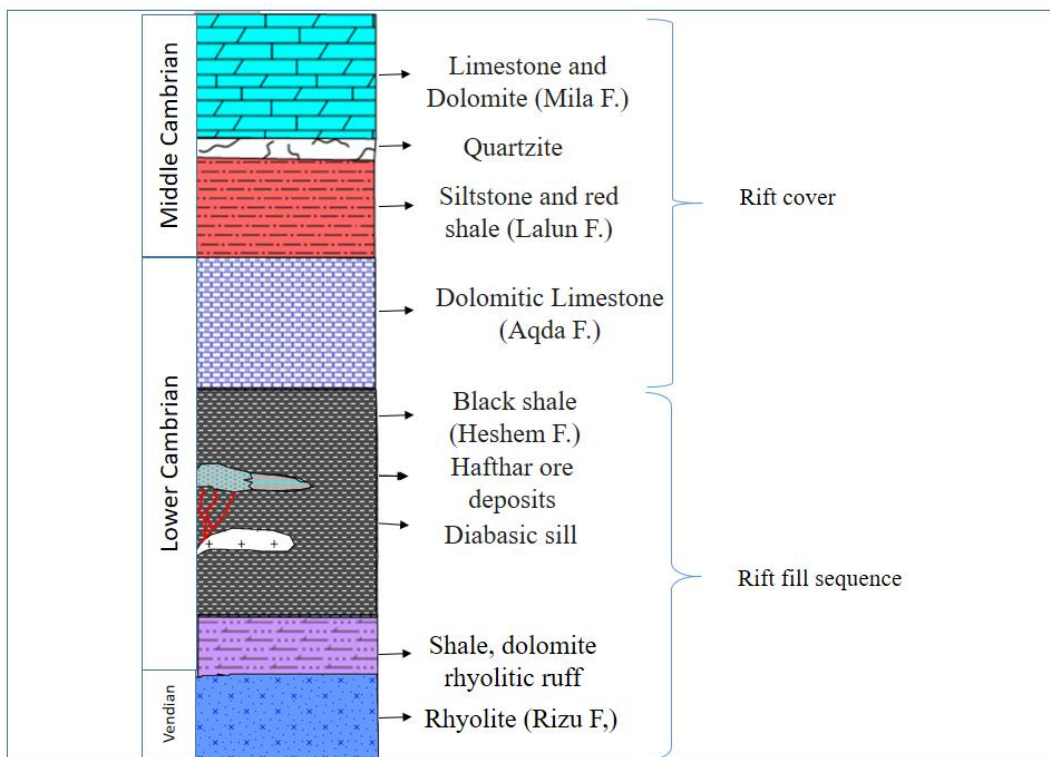
۱- رخساره رگه- رگچه‌ای (Stringer zone)

۲- رخساره توده‌ای- مجموعه دهانه‌ای (Massive ore- vent complex facies)

۳- رخساره لایه‌ای (Bedded ore facies)

ویژگی‌های شاخص هریک از این رخساره‌ها در ادامه مطلب بیان شده است.

به دلیل قرارگیری کانه‌زایی در عمق و عدم انجام حفاری کافی در محدوده امکان ردیابی و تفکیک رخساره حاشیه‌ای میسر نشد.

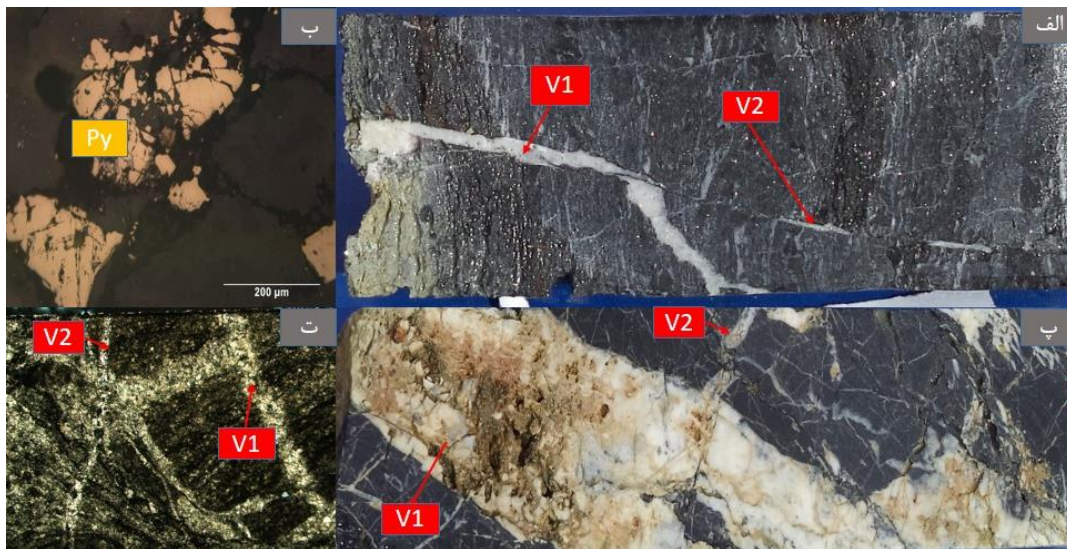


شکل ۳-۱ ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی هفت‌هر و موقعیت رخداد کانه‌زایی.

۳-۲-۱- رخساره رگه- رگچه‌ای (Stringer zone)

به دلیل وقوع کانه‌زایی در عمق امکان بررسی مستقیم این رخساره ممکن نشد اما بخش‌هایی از این پهنه توسط مغزه‌های حفاری شناسایی گردیده است. این رخساره در بخش مرکزی کانسار و در زیر بخش توده‌ای کانسار واقع شده است. در این رخساره رگه- رگچه‌های سیلیسی- کلسیتی- سولفیدی سنگ میزبان شیلی را در جهات مختلف قطع کرده است. این ساخت توسط سیستم‌های درزه، گسل و شکستگی‌ها کنترل می‌شود. در محدود نمونه‌های به‌دست‌آمده از این رخساره جنس این رگه‌ها بیشتر کوارتزی است و در این رگه‌ها مقدار کمی سولفید فلزات پایه نیز مشاهده می‌شود که این رگه‌ها در اثر فشارهای تکتونیکی بعد از تشکیل کانسار دچار شکستگی و دگرشکلی شده است. نوع دیگر رگه‌ها در این رخساره رگه‌های عقیمی است که تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی حاکم بر منطقه پس از کانه‌زایی تشکیل شده است. در کانسارهای Tom و Jason رخساره رگه- رگچه‌ای همراه با بافت‌های برشی، جان‌شینی و دگرسانی کربناتی توصیف شده است (Turner, 1990) که در کانسار

هفته‌تر نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۲ الف) رگه استرینگر که لایه‌بندی سنگ میزبان را قطع کرده است (دارای کانه‌های سولفیدی) و همچنین رگه‌های استرینگر که تحت تأثیر تکتونیک هم‌روند لایه‌بندی قرار گرفته‌اند، ب) تصویر میکروسکوپی کانه‌های سولفیدی استرینگر، پ) رگه استرینگر (V1) همراه با کانه‌های سولفیدی و بافت برشی و همچنین رگه‌های ثانویه قطع کننده (V2)، ت) تصویر میکروسکوپی رگه‌های استرینگر و رگه‌های ثانویه سیلیسی-کلسیتی.

۳-۲-۲-۲-۳ رخساره توده‌ای - مجموعه دهانه‌ای (Massive ore- vent complex facies)

رخساره توده‌ای که در بالای پهنه استرینگر واقع شده و بخش پر عیار کانسار هفته‌تر را شامل می‌شود، شامل کانی‌سازی سولفید توده‌ای و نا هم‌شیب با رسوب‌گذاری است. ویژگی اصلی این رخساره جانشینی حجم زیاد سنگ میزبان توسط پیریت، گالن و اسفالریت به صورت است که سنگ میزبان کانه‌زایی قابل تشخیص نیست و نسبت ترکیبات آواری به ترکیبات برون‌دمی بسیار پایین است. کانی‌های غالب این رخساره شامل پیریت‌های مربوط به فاز اولیه برون‌دم است که توسط گالن و اسفالریت فاز بعدی جانشین شده‌اند. فرآیند غالب در این رخساره واکنش سیال کانه‌ساز با سولفیدهای اولیه است که نتیجه آن تشکیل بافت‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و جانشینی است (شکل ۳-۳) (Rajabi et al., 2014; Goodfellow, 2007).

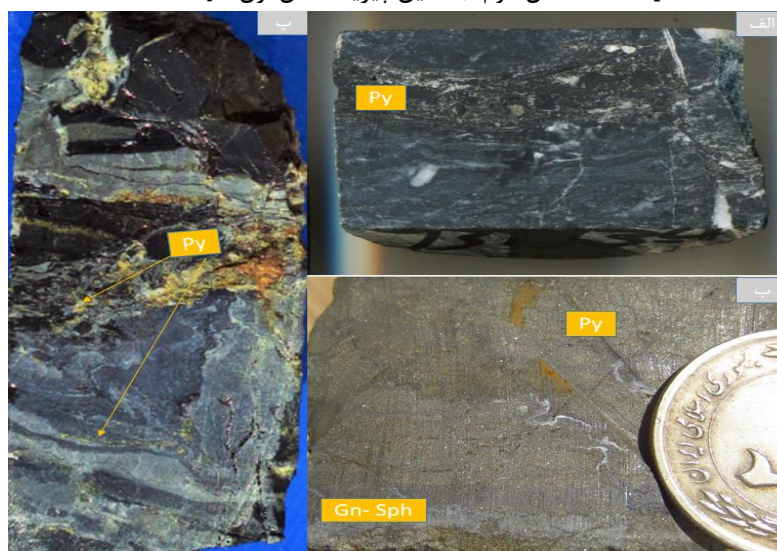
۳-۲-۳-۲-۳ رخساره کانسنگ لایه‌ای (Bedded ore facies)

رخساره کانسنگ لایه‌ای ضخامت کمتری نسبت به رخساره توده‌ای دارد و شامل لامینه و نوارهای

متعدد سولفیدی با ترکیبات سنگ میزبان شیلی است و به صورت هم‌خوان با لایه‌بندی (چینه‌سان) و در اثر جانشینی سنگ میزبان پس از رسوب‌گذاری شیل تشکیل شده است و از انتهای بخش توده‌ای کانسار به سمت شرق ادامه می‌یابد. سولفیدها در این رخساره بیشتر به صورت لامینه، نواری و دانه پراکنده مشاهده می‌شوند و عیار نسبت به رخساره توده‌ای کاهش پیدا می‌کند. پیریت کانی اصلی این رخساره است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۳ نمایی از رخساره توده‌ای: الف، ب، پ و ت) نمونه دستی کانسنگ توده‌ای با بافت برشی که گالن و اسفالریت (Gn-Sph2) نسل دوم جانشین پیریت نسل اول (Py) شده‌اند.



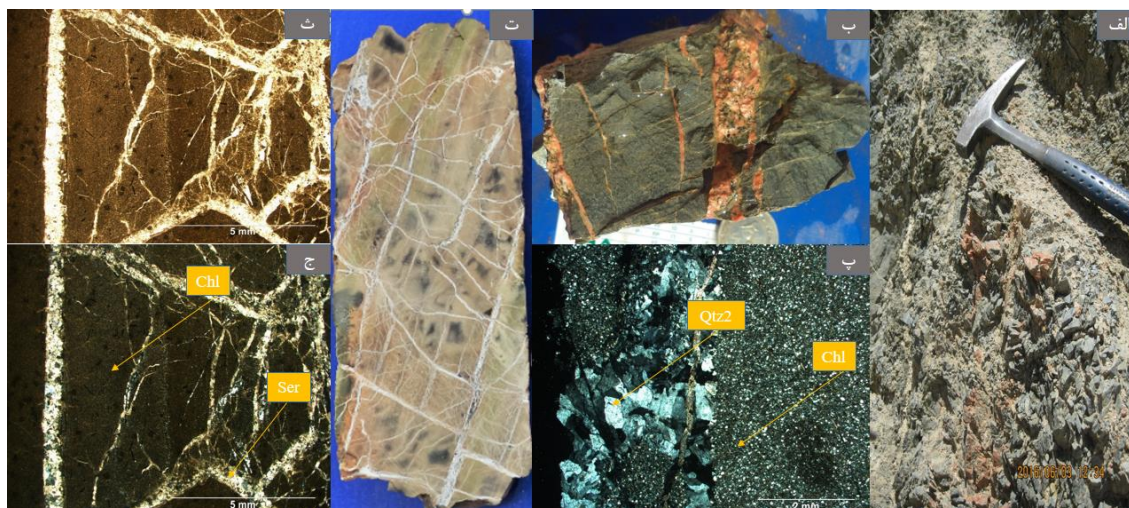
شکل ۳-۴ نمایی از رخساره کانسنگ لایه‌ای: الف) لامینه‌های سولفیدی که به صورت هم‌خوان با لایه‌بندی سنگ میزبان قرار گرفته است، ب) لایه‌های غنی از پیریت در مجاورت لایه‌های غنی از گالن و اسفالریت، پ) لامینه‌های سولفیدی (پیریت) که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی دچار دگرشکلی شده‌اند.

۳-۳- دگرسانی

دگرسانی یکی از پدیده‌هایی است که در بررسی کانسارهای گرمابی دارای اهمیت ویژه‌ای است. به کلیه تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی که تحت تأثیر آب‌های ماگمایی و یا گرمابی در سنگ‌ها ایجاد می‌شود دگرسانی گویند. عوامل کنترل‌کننده نوع تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی عبارتند از: ترکیب شیمیایی محلول گرمابی یا ماگمایی، دما، عمق، Eh و pH محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ دیواره. فعالیت سیال گرمابی در محدوده معدنی هفت‌ه‌ر منجر به شکل‌گیری دگرسانی‌های مختلفی در سنگ‌های درون‌گیر ماده معدنی شده است که شدت این دگرسانی در محل خروج سیال‌ها (پهنه تغذیه‌کننده) و کانسنگ توده‌ای بیشتر است. دگرسانی‌های غالب در محدوده کانه‌زایی شامل کلریتی، سیلیسی-کربناتی و به میزان کم سرب‌سیتی است. دگرسانی سیلیسی-کربناتی به صورت پرکننده فضاهای خالی در مرکز رخساره رگه-رگچه‌ای تشکیل و توسط دگرسانی کلریتی احاطه شده است. دگرسانی کربناتی در کانسار هفت‌ه‌ر مانند کانسارهای Selwyn نوع SEDEX (Leach et al., 2005) حدفاصل بین کانسنگ توده‌ای و لایه‌ای تشکیل شده است. سیلیسی شدن و کربناتی شدن از عمده‌ترین دگرسانی‌های گرمابی در کانسارهای روی-سرب SEDEX هستند (Goodfellow & Lydon, 2005; Goodfellow, 2004; Lydon, 1996).

۳-۳-۱- دگرسانی کلریتی

دگرسانی کلریتی، دگرسانی اصلی در کانسار هفت‌ه‌ر است که در مجاورت رخساره استرینگر رخ داده است. سنگ‌های کم‌پایین رخساره استرینگر (شیل سازند هشم)، در اثر عبور سیال، دچار دگرسانی کلریتی شده که دارای رنگ سبز است. کلریتی شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های گرمابی غنی از Mg و Fe ایجاد می‌شود و در اثر این فرآیند، سنگ، ظاهری سبزرنگ پیدا می‌کند (Galley et al., 2007). در نمونه‌های مطالعه شده در مجاورت دگرسانی کلریتی دگرسانی سرب‌سیتی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵ نمایی از دگرسانی کلریتی - سربستی: الف) تصویر صحرایی دگرسانی کلریتی، ب) تصویر نمونه دستی، پ) تصویر میکروسکوپی در نور پلاریزه که نشان‌دهنده دگرسانی کلریتی (Chl) است، ت) تصویر دگرسانی کلریتی میزبان شیلی در مغزه حفاری همراه با رگه‌های سیلیسی - کلسیتی با بافت استوک‌ورک. ث) تصویر میکروسکوپی این دگرسانی در نور طبیعی و ج) تصویر این دگرسانی در نور پلاریزه که شامل دگرسانی کلریتی (Chl) و سربستی (Ser) است.

۳-۳-۲- دگرسانی سیلیسی - کربناتی

این دگرسانی در کانسار هفته‌ر در مجاورت رخساره رگه - رگچه‌ای دیده می‌شود. سیلیسی شدن و کربناتی شدن از دگرسانی‌های گرمابی معمول در کانسارهای روی - سرب SEDEX هستند (Lydon, 1996, Goodfellow et al., 2005).

فعالیت سیال گرمابی در این محدوده سبب تشکیل دگرسانی‌های مختلفی در سنگ میزبان کانه‌زایی شده است که سیلیسی شدن یکی از این دگرسانی‌هاست که در اثر افزایش کوارتز و سایر اشکال سیلیس (چرت و کلسدون) رخ می‌دهد (Pirajno, 2009). در طی سربستی شدن، فلدسپات‌ها، هورنبلند و بیوتیت متلاشی شده و کوارتز آزاد شده باعث سیلیسی شدن سنگ می‌گردد. دگرسانی سیلیسی - کربناتی در همه واحدهای سنگی گسترش ندارد و براساس نوع فرایندهای مؤثر دارای شدت و گسترش متفاوت است.

در این محدوده قسمتی یا تمام سنگ میزبان توسط کوارتز گرمابی جانشین شده است که در اثر آن قسمتی یا تمام سنگ میزبان به سیلیس گرمابی تغییر یافته است (شکل ۳-۶). در نمونه‌های مطالعه شده کوارتز گرمابی به شکل‌های زیر قابل مشاهده است:

۱. رگه- رگچه‌ای در جهات مختلف

۲. انتشار درزمینه

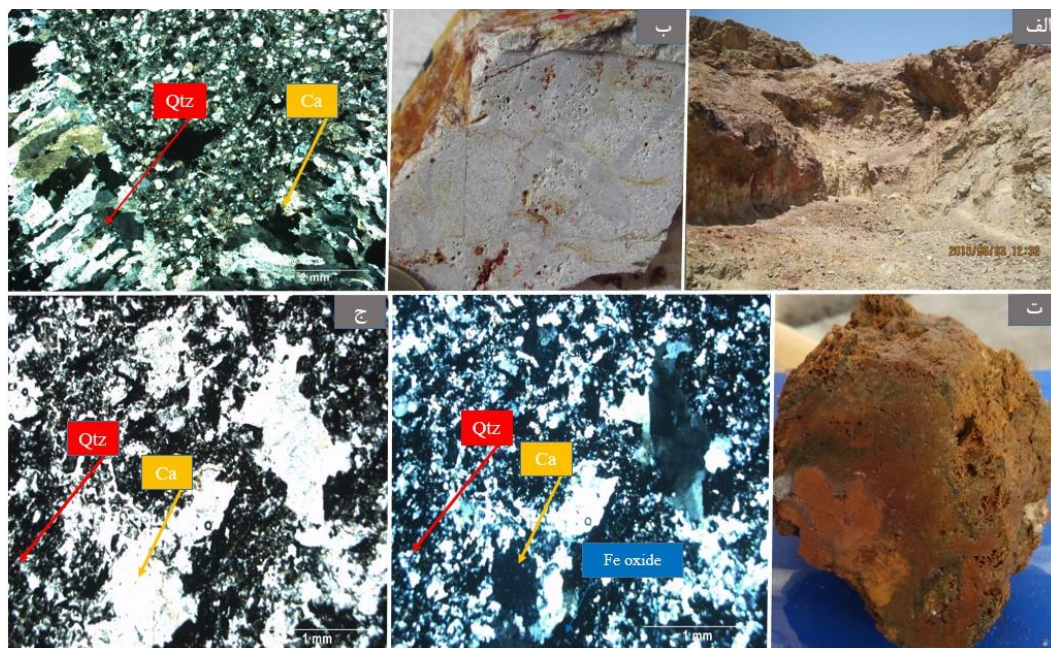
دگرسانی سیلیسی و کربناتی در اطراف رخساره استرینگر به فراوانی قابل مشاهده است. در نتیجه می-
توان گفت که سیال گرمایی که موجب ورود عناصر فلزی به رسوبات شده، عناصر مورد نیاز برای این
دو نوع دگرسانی را نیز با خود حمل کرده و همراه با کانی‌های سولفیدی به صورت کلسیت و کوارتز
گرمایی برجای گذاشته است.

۳-۳-۳- دگرسانی سریسیتی

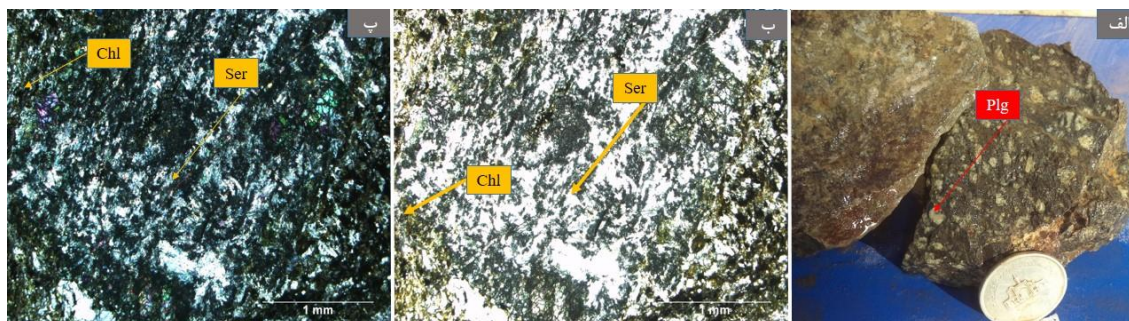
دگرسانی سریسیتی مشاهده شده در محدوده معدنی از تأثیر محلول‌های اسیدی بر روی سنگ‌های
آذرین به‌ویژه سنگ‌های غنی از Al و هیدرولیز آن‌ها ایجاد شده است. در طی سریسیتی شدن، فلدسپات-
ها، هورنبلند و بیوتیت متلاشی شده و کوارتز آزاد شده باعث سیلیسی شدن سنگ می‌گردد. در طی
دگرسانی سریسیتی، فلدسپات‌های اولیه موجود در سنگ به کانی سریسیت تبدیل می‌شود. دگرسانی
سریسیتی بیشتر در نمونه‌های سیل دیابازی در مجاورت پهنه استرینگر مشاهده شده و در سایر واحدها
گسترش زیادی ندارد (شکل ۳-۷).

۳-۱- پهنه‌بندی دگرسانی

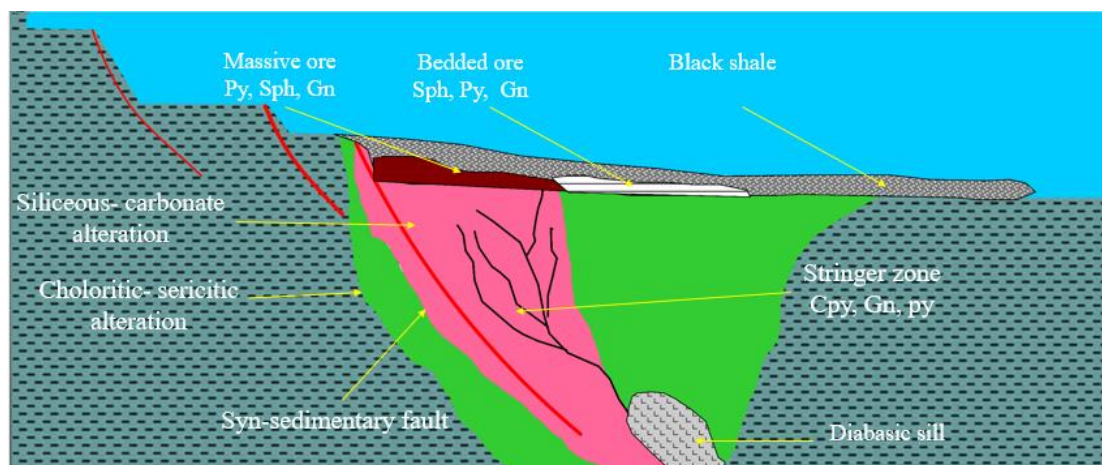
پهنه‌بندی دگرسانی محدوده هفت‌هتر به صورت نمادین در شکل ۳-۸ نشان داده شده است که بیشتر در
مجاورت پهنه استرینگر دیده می‌شود به صورتی که دگرسانی سیلیسی- کربناتی در مجاورت پهنه
استرینگر واقع شده و با دور شدن از این رخساره از وسعت و شدت آن کاسته شده و دگرسانی کلریتی
در اطراف دگرسانی سیلیسی- کربناتی تشکیل شده است.



شکل ۳-۶: نمایی از دگرسانی سیلیسی-کربناتی: الف) تصویر صحرایی این دگرسانی در مجاورت پهنه استرینگر، ب) تصویر نمونه دستی برداشت شده از استرینگر که رگه‌های سیلیسی-کلسیتی با بافت استوک‌ورک را نشان می‌دهد، پ) تصویر میکروسکوپی دگرسانی سیلیسی (Qtz)-کربناتی (کلسیت) (Ca) در نور پلاریزه، ت) نمونه دستی این دگرسانی همراه با آغشتگی اکسید آهن، ث) تصویر میکروسکوپی دگرسانی در نور پلاریزه، ج) تصویر میکروسکوپی دگرسانی در نور طبیعی.



شکل ۳-۷: نمایی از دگرسانی سریسیتی: الف) تصویر نمونه دستی سنگ آذرین دگرسان شده (دیاباز)، ب) تصویر میکروسکوپی دگرسانی سریسیتی به همراه کلریتی در نور طبیعی که دگرسانی کلریتی اولیه است و دگرسانی سریسیتی در فاز بعدی روی کلریتی برنقش (Over print) شده و تشکیل دگرسانی سریسیتی را داده است.



شکل ۸-۳ الگوی نمادین رخساره‌های کانهدار و پهنه‌های دگرسانی.

فصل چهارم

کانی‌شناسی، بافت و توالی

پاراژنتیک کانه‌ها

۴-۱- مقدمه

مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز و توالی پاراژنتیکی کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های اساسی بررسی ژنز نهشته‌های کانساری و تعیین رابطه بین کانه‌های معدنی و سنگ درون‌گیر آن‌ها است. در این فصل، با استفاده از مطالعات صحرایی و مطالعه مقاطع میکروسکوپی و انجام آنالیزهای XRD به بررسی انواع کانه‌زایی و دگرسانی در محدوده هفتر خواهیم پرداخت. برای شناسایی کانه‌های موجود در منطقه، تعداد ۱۲ مقطع صیقلی، ۲۶ مقطع نازک و ۱۳ مقطع نازک-صیقلی، از نمونه‌های برداشت‌شده از منطقه تهیه شد. مقاطع به نحوی انتخاب گردید تا برش عرضی کانسار را پوشش داده و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی کانسار را در بخش‌های مختلف، از قدیم به جدید شامل گردد. در محدوده مطالعه بافت‌های توده‌ای، لایه‌ای، لامینه، رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده، برشی، جانشینی و ... قابل مشاهده است که در ادامه توضیح هر کدام ارائه شده است.

۴-۲- کانی‌شناسی و بافت کانی‌ها

در بیشتر کانسارهای SEDEX کانه سولفیدی غالب پیریت است، البته در برخی کانسارها مانند Sullivan و Mt. Isa پیروتیت غالب است. کانه‌های اقتصادی مهم در این نوع کانسارها گالن و اسفالریت است گرچه در برخی از کانسارها کالکوپیریت نیز جزء کانه‌های اقتصادی محسوب می‌شود (Rammelsberg ore deposit, Hannak, 1981). کانی‌سازی در محدوده هفتر به دو صورت اولیه (پهنه هیپوژن) و ثانویه (پهنه سوپرژن) تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی اولیه به ترتیب فراوانی شامل پیریت، اسفالریت، گالن و به‌ندرت کالکوپیریت است.

کانی‌های سولفیدی اولیه در شرایط سطحی، تحت تأثیر آب و هوا، دگرسان شده و به کانی‌های اکسید فلز تبدیل می‌شوند. اسفالریت به اسمیت‌زونیت و گالن به سرروزیت، تبدیل می‌شود (اسفالریت زودتر از گالن دگرسان می‌شود). ممکن است بخشی از ذخیره سولفور سرب یا همان گالن (PbS) که در نزدیکی سطح زمین قرار دارد، در اثر هوازدگی به سرروزیت ($PbCO_3$)، آنکلیزیت ($PbSO_4$) و دیگر

کانی‌های سرب تبدیل شود ولی به‌طور کلی گالن، عموماً، در مقابل هوازدگی تا اندازه‌ای مقاوم است، زیرا قسمت اکسیده سطحی، بقیه آن را محافظت می‌کند.

۴-۲-۱- کانی‌های اولیه

در محدوده معدنی هفتر، کانی‌های سولفیدی شامل: پیریت، اسفالریت، گالن و به‌ندرت کالکوپیریت است.

۴-۲-۱-۱- پیریت

پیریت فراوان‌ترین کانه سولفیدی در کانسار هفتر است. این کانی در هر سه رخساره استرینگر، توده‌ای و لایه‌ای، به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و شکل‌دار در اندازه‌های متفاوت و با بافت‌های توده‌ای، لایه‌ای، نواری، بودیناژ، برشی و دانه‌پراکنده به‌وضوح و فراوانی دیده می‌شود، همچنین این کانی، در اثر هوازدگی سطحی و آلتراسیون گسترده، به اکسید آهن (گوتیت) تبدیل شده است.

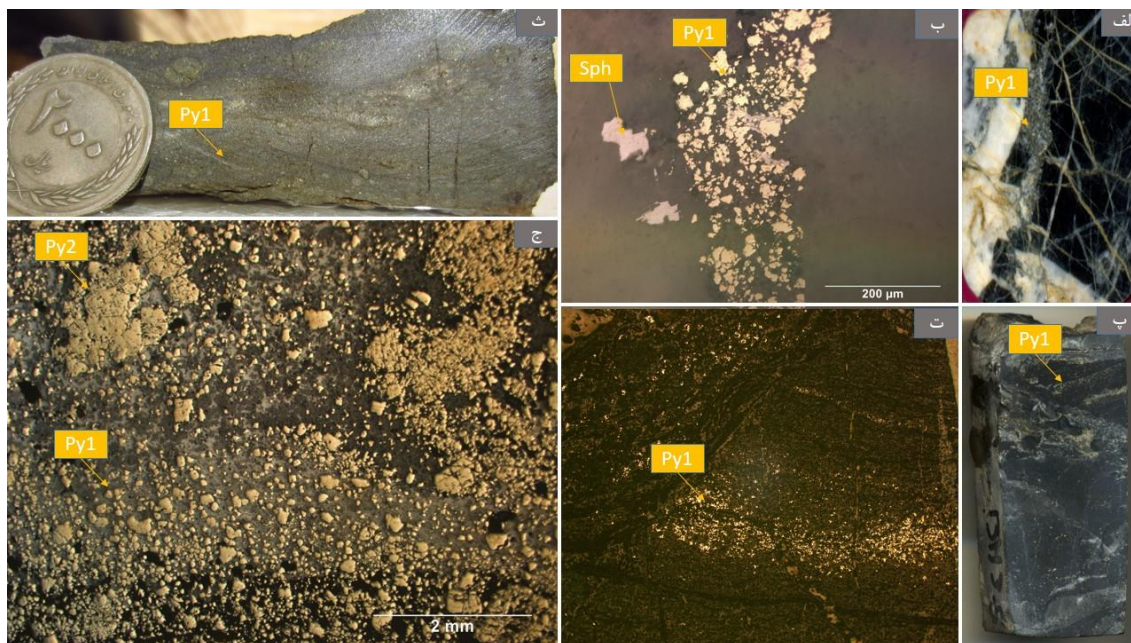
۴-۲-۱-۲- اسفالریت

اسفالریت کانی اقتصادی اصلی در این محدوده است و در هر سه رخساره استرینگر، توده‌ای و لایه‌ای مشاهده می‌شود. این کانی در رخساره‌های مختلف با بافت‌های توده‌ای، لایه‌ای، دانه پراکنده، جانشینی و پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شود. سیال حاوی کانه‌های سولفیدی در حال عبور از گسل و ترکیب شدن با آب دریا عناصر کانه‌ساز خود را برجای می‌گذارد که نتیجه آن تشکیل بلورهای هم‌نسل گالن، اسفالریت و پیریت است و موجب شکل‌گیری بافت هم‌رشدی در این کانسار شده است.

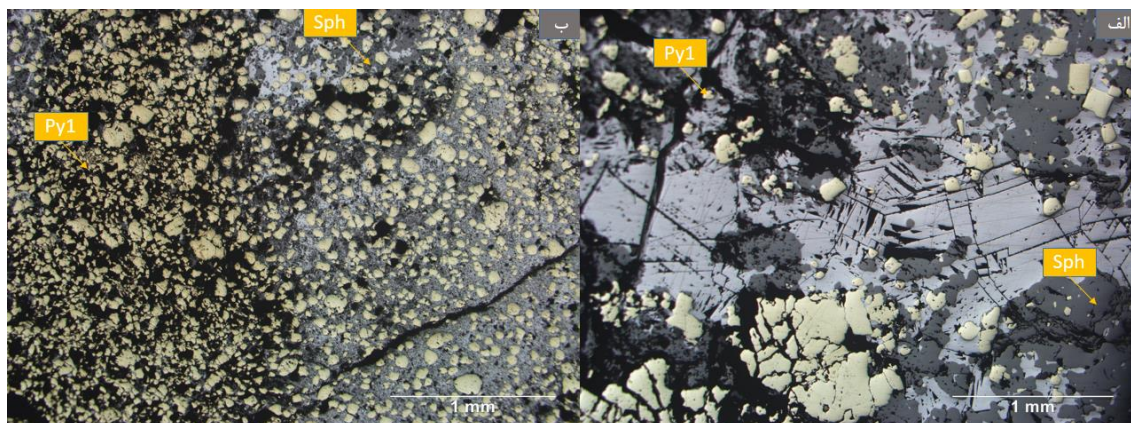
۴-۲-۱-۳- گالن

گالن یکی از مهم‌ترین کانه‌های سرب‌دار است. بعد از پیریت و اسفالریت، فراوان‌ترین کانه مشاهده شده در محدوده هفتر، گالن است. مهم‌ترین ناخالصی گالن نقره است که مقدار آن بین ۰/۱ تا ۰/۳ درصد و در برخی کانسارها تا چند درصد به‌طور محلی می‌رسد. گالن در هر سه رخساره استرینگر، توده‌ای و لایه‌ای با بافت‌های توده‌ای، لایه‌ای، شکافه پرکن (پرکننده فضای خالی پیریت در اثر تحرک

مجدد) و جانشینی قابل مشاهده است (شکل ۴-۳)



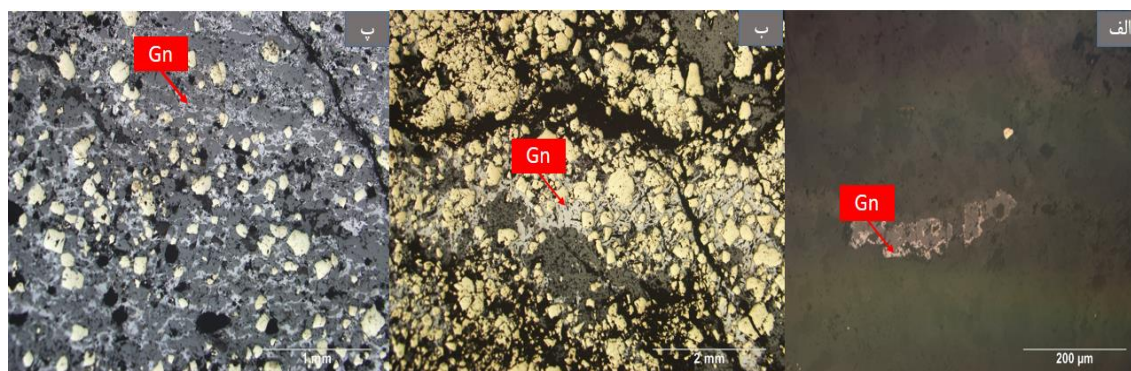
شکل ۴-۱ الف) تصویر رخساره استرینگر بارگه‌های پیریتی اولیه، ب) تصویر میکروسکوپی پیریت اولیه همراه با اسفالریت در نور انعکاسی، پ) نمونه دستی رخساره کانسنگ لایه‌ای با لامینه‌های دگرشکل شده پیریت اولیه با بافت لامینه، ت) تصویر میکروسکوپی نور انعکاسی پیریت‌های ریزدانه اولیه، ث) نمونه دستی شامل پیریت اولیه به صورت لایه‌ای و ج) تصویر میکروسکوپی در نور عبوری نشان‌دهنده پیریت‌های اولیه (Py1) و دوم (Py2) با بافت لامینه و جانشینی.



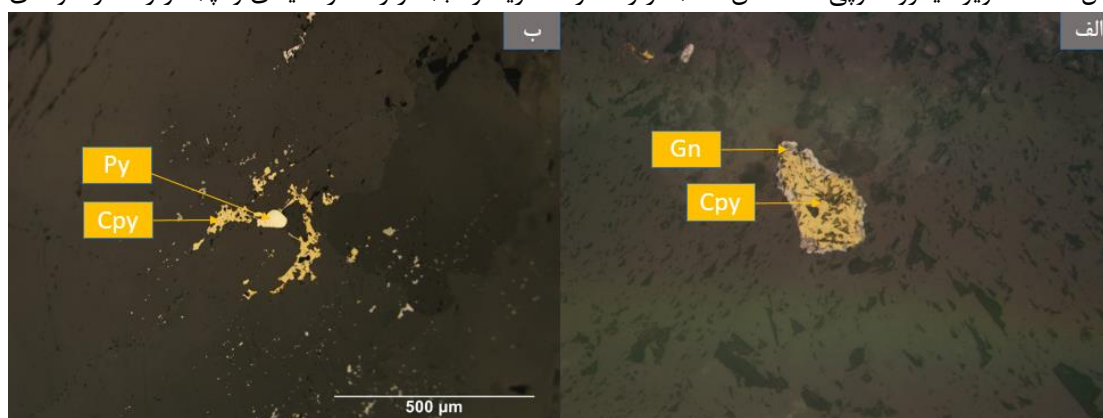
شکل ۴-۲ الف) نمایی از کانه اسفالریت درشت‌بلور در رخساره توده‌ای و ب) تصویر کانه اسفالریت در رخساره لایه‌ای.

۴-۱-۲-۴- کالکوپیریت

کالکوپیریت، گالن و اسفالریت، نشان‌دهنده دمای بالای تشکیل، در رخساره کانسنگ استرینگر است. در این رخساره کالکوپیریت و گالن به صورت هم رشد و با بافت دانه پراکنده دیده می‌شوند (شکل ۴-۵).



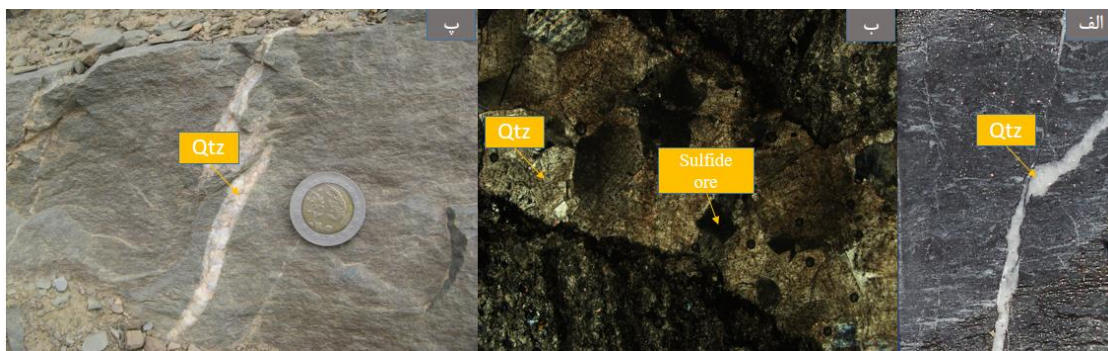
شکل ۳-۴ تصاویر میکروسکوپی کانه گالن: الف) در رخساره استرینگر، ب) در رخساره لایه‌ای و پ) در رخساره توده‌ای.



شکل ۴-۴ تصویر میکروسکوپی کالکوپیریت در رخساره استرینگر که به صورت هم رشد با گالن دیده می‌شود.

۴-۱-۲-۵- کوارتز

کوارتز با فرمول SiO_2 به مقدار زیاد، همراه با کانه‌زایی در این کانسار تشکیل شده است؛ و اغلب به صورت رگه- رگچه‌ای در تمام کانسار قابل مشاهده است. سیال هیدروترمالی حمل کننده سولفید فلزات پایه ضمن گذر از درز و شکاف‌های موجود در منطقه، هم‌زمان با برجای گذاشتن سولفیدها، کوارتز را نیز ته‌نشین نموده است. کوارتز در محدوده هفت‌تهر در دو نسل متفاوت دیده می‌شود، رگه‌های کوارتزی نسل اول که همراه با کانه‌زایی تشکیل شده‌اند و حاوی کانه‌های سولفیدی هستند و لایه‌بندی سنگ میزبان را قطع کرده‌اند و رگه‌های نسل دوم که فاقد کانه‌زایی هستند و در محدوده به صورت رگه‌های دگرشکل دیده می‌شوند (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۵ الف) رگه کوارتزی استرینگر همراه با کانه‌زایی، ب) تصویر میکروسکوپی رگه استرینگر همراه با کانه‌زایی و پ) تصویر رگه کوارتزی دگرشکل شده فاقد کانه‌زایی.

۴-۲-۲- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه تشکیل شده در کانسار هفتهر عبارت‌اند از: گوتیت، هماتیت، کلسیت،

اسمیت‌زونیت، سروزیت و ایلیت. تشخیص بعضی از این کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی ممکن نبود و

برای تشخیص این کانی‌ها تعداد شش نمونه جهت آنالیز XRD به آزمایشگاه کانساران بینالود ارسال

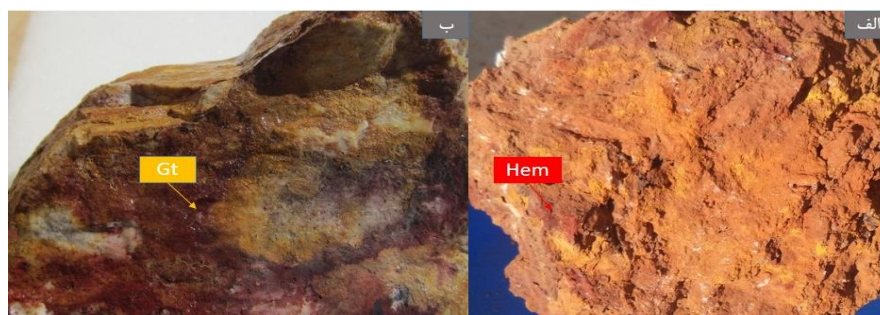
گردید که نتایج آن در ادامه ذکر خواهد شد.

۴-۲-۲-۱- هماتیت

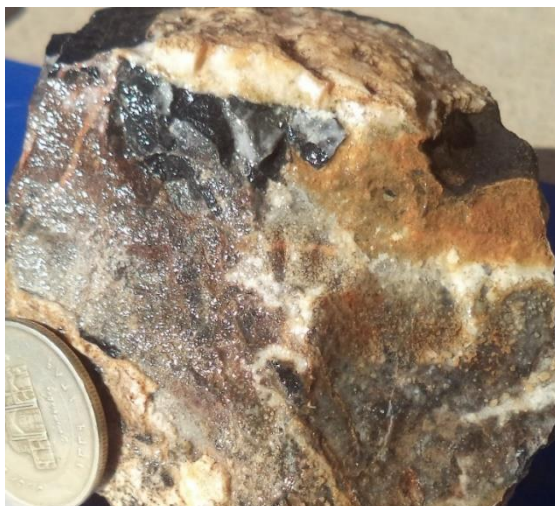
هماتیت، با فرمول شیمیایی Fe_2O_3 و وزن مخصوص ۴/۹ تا ۵/۳ و سختی ۵/۵ تا ۶/۵ در نمونه

دستی به رنگ قرمز تیره به فراوانی در پهنه گوسان و شکستگی‌های سنگ‌های این منطقه دیده

می‌شود که ناشی از هوازدگی کانی‌های سولفیدی مثل پیریت است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶ تصویر نمونه دستی حاوی کانی هماتیت (Hem) و گوتیت (Gt): الف) نمونه مربوط به پهنه گوسان و ب) نمونه مربوط به پهنه استرینگر.



شکل ۴-۷ نمونه دستی دارای رگه‌های کلسیتی (Ca).

جدول ۴-۱ شماره نمونه، موقعیت و نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD).

شماره نمونه	موقعیت	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
HTX7		پیریت، کوارتز	میکا، ایلیت، ارتوکلاز
HTU4	پهنه گوسان	دولومیت، آلبیت، پیریت، کوارتز	کلریت، ارتوکلاز، کلسیت
HTU1	نمونه سولفیدی	پیریت، گالن، اسفالریت	کوارتز
HTX2	پهنه گوسان	دولومیت	هماتیت، کلسیت
HTU2	پهنه اکسید	کوارتز، آلبیت	پیریت، موسکویت- ایلیت، کلریت، ارتوکلاز
HTX11	پهنه اکسید	هماتیت، گوتیت، ناترونولیت، کوارتز	میکا- ایلیت، ارتوکلاز، ژیپس

۴-۳- توالی پاراژنتیک کانی‌ها

منظور از توالی پاراژنتی یک کانسار، ترتیب تشکیل کانی‌ها به گونه‌ای است که تقدم و تأخر زمانی رویدادهایی که کانسار و کانه‌زایی را تحت تأثیر قرار داده‌اند را ارائه دهد. همچنین یک توالی پاراژنتی باید شرایطی را شرح دهد که هر فاز بر اثر آن پدیده آمده و یا به تعادل دوباره رسیده است. برای دستیابی به یک توالی پاراژنتی، کانه‌ها باید در مقاطع میکروسکوپی بررسی شوند و در صورت دسترسی به کانسار، در محل کانه‌زایی نیز مطالعات انجام شود (Inson, 1989). در کانسار هفته‌ر سولفیدها در رخساره‌های سولفیدی کانسنگ رگه- رگچه‌ای، توده‌ای و لایه‌ای تقریباً بافت خود را حفظ

کرده و امکان بررسی توالی پاراژنتیک کانه‌ها بامطالعه بافت‌های موجود فراهم است.

وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها در توده معدنی کانسار هفت‌ه‌ر نشان‌دهنده کانه‌زایی در چند مرحله است. تفاوت در شکل، اندازه و ترتیب زمانی رشد کانی‌ها و اطلاعات حاصل از بافت‌های موجود نشان‌دهنده عملکرد یک مرحله‌ای سیال کانه‌ساز است. برای این اساس کانه‌زایی در محدوده هفت‌ه‌ر شامل دو بخش اصلی است:

مرحله اول: فعالیت‌های رسوبی - برون‌دمی و دیاژنز (شامل سه بخش):

الف) تشکیل رخساره رگه - رگچه‌ای

ب) تشکیل رخساره توده‌ای

پ) تشکیل رخساره لایه‌ای

مرحله دوم: پس از کانه‌زایی شامل:

الف) دگرشکلی

ب) هوازدگی و سوپرژن

۴-۳-۱ - مرحله اول: فعالیت‌های رسوبی - برون‌دمی و دیاژنز

این مرحله که بخش اصلی کانه‌زایی را شامل می‌شود شامل برون‌دم کانه‌های پیریت، اسفالریت و گالن است که در نتیجه فعالیت سیال کانه‌ساز زیر بستر دریا جانشین سنگ میزبان شده و بافت جانشینی در حجم وسیع را نشان می‌دهند و موجب تشکیل رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای شده‌اند. بافت برشی یکی از بافت‌های مهم در رخساره توده‌ای است که نشان‌دهنده فعال بودن گسل هم‌زمان با رسوب‌گذاری در زمان تشکیل کانسار است که این بافت معابر مناسب جهت خروج سیالات برون‌دم را فراهم می‌کند (Franklin et al., 2005, Inverno et al., 2008). در طی فرایند دیاژنز بافت‌های دانه پراکنده و رگه - رگچه‌ای تشکیل می‌شود.

۴-۳-۲- مرحله دوم: پس از کان‌زایی: دگرشکلی، هوازدگی و سوپرژن

الف) دگرشکلی که حاصل فرایندهای تکتونیکی است و در نتیجه آن بافت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، دانه پراکنده و کاتاکلاستیک ایجاد شده است.

ب) هوازدگی و سوپرژن: که موجب تبدیل کانی‌های سولفیدی به کان‌های اکسیدی شامل گوتیت، سرروزیت و اسمیت‌زونیت تحت تأثیر آب‌های جوی شده است. مراحل تشکیل و تحول پاراژنزی کانسار هفت‌تیر در شکل ۴-۱۴ ارائه گردیده است.

Processes Mineral		Mineralization				Post- mineralization	
		Stringer ore	Massive ore	Bedded ore	Digenesis	deformation	Weathering and Supergene
Ore minerals	Pyrite						
	Sphalerite						
	Galena						
	Chalcopyrite						
	Smithsonite						
	Cerussite						
Alteration minerals	Quartz I						
	Calcite						
	Chlorite						
	Clay minerals						
	sericite						
	Fe oxide/ hydroxide						
Textures	Laminated						
	Vein- veinlet						
	Brecciated						
	Disseminated						
	Replacement						
	Boudinage						
	Cataclastic						

شکل ۴-۸ مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و ساخت و بافت مربوط به آن‌ها در کانسار هفت‌تیر.

فصل پنجم

ژئوشیمی

از جمله مطالعات بنیادی در کانسارها می‌توان مطالعات ژئوشیمیایی را نام برد که علاوه بر آن که راهنمای مفیدی در فهم چگونگی تشکیل یک کانسار است، می‌تواند به‌عنوان یک ابزار قدرتمند در اکتشاف ذخایر مشابه مورد استفاده واقع شود. به همین دلیل، بررسی فراوانی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در ذخایر سولفیدی به‌منظور درک بهتر رفتار سولفیدها و ارتباط آن‌ها با دیگر عناصر، در ارائه الگوها و روش‌های مناسب جهت اکتشاف ذخایر مشابه سودمند است (Piercey, 2010). سنگ به‌عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی، تحت تأثیر عوامل مختلفی است که تعادل آن را برهم زده و باعث ایجاد شرایط جدیدی می‌شوند. چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در محیط‌های سنگی هر منطقه و تشخیص ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین جنبه‌هایی است که همواره در مطالعات ژئوشیمیایی مدنظر قرار می‌گیرد و با استفاده از این داده‌ها، می‌توان به ویژگی‌های محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در تشکیل یک ذخیره معدنی پی برد (Piercey, 2011). اهداف مطالعات ژئوشیمیایی در این فصل از پایان‌نامه شامل بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های رسوبی توالی میزبان کانه‌زایی، تعیین محیط تکتونیکی و ماهیت سنگ‌های رسوبی و طبقه‌بندی آن‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و توزیع عناصر در مواد معدنی، نام‌گذاری، طبقه‌بندی و محیط تکتونیکی تشکیل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و در نهایت بررسی فراوانی توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در این کانسار است.

به‌منظور پی بردن به روابط بین عناصر مختلف مانند ضریب همبستگی عناصر و توزیع و پراکندگی آن‌ها و همچنین توزیع و پراکندگی آن‌ها در واحدهای سنگی منطقه نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی صورت گرفت. تعداد ۲۶ نمونه به روش ICP-MS برای بررسی مقادیر عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی و ۶ نمونه به روش XRF برای بررسی عناصر اصلی از هر سه رخساره استرینگر، توده‌ای و لایه‌ای و توالی واحدهای مختلف برداشت و کد و محل نمونه در جدول ۵-۱ و نتایج حاصله در جدول ۵-۲ و ۵-۳ آورده شده است.

جدول ۵-۱ کد و نوع نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار هفت‌تهر جهت آنالیزهای ICP-MS و XRF

نام نمونه	نوع نمونه
Bedded- A	کانسنگ لایه‌ای غنی از گالن، اسفالریت و پیریت
Bedded- B	کانسنگ لایه‌ای غنی از گالن، اسفالریت و پیریت
Bedded- C	کانسنگ لایه‌ای غنی از گالن، اسفالریت و پیریت
Massive- A	کانسنگ رخساره توده‌ای
Massive- B	کانسنگ رخساره توده‌ای
Massive- C	کانسنگ رخساره توده‌ای
Stringer	رگه استرینگر دارای کالکوپیریت
Br- A	نمونه کانسنگ برشی سولفیدی
Br- B	نمونه کانسنگ برشی سولفیدی
Ri- 1	ریولیت سازند ریزو
Ri- 2	ریولیت سازند ریزو
Ri- 3	ریولیت سازند ریزو
Ri- 4	ریولیت سازند ریزو
Ri- 5	ریولیت سازند ریزو
Ri- 6	ریولیت سازند ریزو
Ri- 6-2	ریولیت سازند ریزو
Shale- 1	شیل سیاه میزبان کانه‌زایی
Shale- 2	شیل سیاه میزبان کانه‌زایی
Shale- 3	شیل سیاه میزبان کانه‌زایی
Dia- 1	سیل دیابازی
Dia- 2	سیل دیابازی
Dia- 3	سیل دیابازی
Dia- 4	سیل دیابازی
Dia- 5	سیل دیابازی
Dia-6	سیل دیابازی
HTX- 1	آهک کمریالا
HTX- 4	آهک کمریالا
HTX- 5	شیل سیاه میزبان
HTX- 6	رگه اکسیدی کم‌عیار
HTX- 7	سنگ آهک کمریالا

۵-۲- عناصر اصلی و عناصر کمیاب

به عناصر غالب در تجزیه سنگی که شامل Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Si, Ti, Al است و غلظت آن‌ها برحسب در صد وزنی اکسید (Wt%) بیان می‌شود عناصر اصلی گفته می‌شود. عناصر کمیاب به عناصری اطلاق می‌شود که در حد کمتر از ۱/۰٪ در سنگ وجود دارند و مقدارشان معمولاً برحسب قسمت در میلیون (ppm) و به‌ندرت قسمت در بلیون (ppb) بیان می‌شود. طیف‌سنجی گسیل پلاسمای جفتیده القائی، یک روش نسبتاً جدید با کارایی خیلی زیاد در ژئوشیمی است. در اصل این روش، توانایی اندازه‌گیری اکثر عناصر موجود در جدول تناوبی را با حدود آشکارسازی پایین و دقت خوب در گستره چندین مرتبه بزرگی، داراست. در جدول ۵-۲ مقادیر غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی به‌صورت عنصری نمایش داده شده است که حاصل تجزیه سنگ به روش ICP-MS است.

۵-۳- ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی روی و سرب

سرب و روی به دلیل شباهت زیاد خصوصیات فیزیکی و شیمیایی معمولاً در کنار هم یافت می‌شوند که هردو در گروه فلزات غیر آهنی مهم و پرمصرف قرار دارند (قربانی، ۱۳۷۹). سرب، یک عنصر فلزی فوق‌العاده سمی است. این فلز، براق، انعطاف‌پذیر و بسیار نرم است که دارای رنگ خاکستری کدر است. دارای جلای فلزی است و خاصیت چکش‌خواری و مفتول‌پذیری بالایی دارد. همچنین این فلز، از خاصیت رسانایی و هدایت الکتریکی پایینی برخوردار است. سرب به‌شدت در برابر خوردگی و پوسیدگی، مقاومت می‌کند و به همین علت از آن برای نگهداری مایعات فرسایشگر (مثل اسیدسولفوریک) استفاده می‌شود. سرب از نظر خواص مکانیکی، کاربرد بهینه ندارد ولی می‌توان با اضافه کردن بعضی از عناصر مانند آنتیموان، آرسنیک، کلسیم، مس و ... خواص مکانیکی آن را بهبود بخشید. سرب با نماد Pb و عدد اتمی ۸۲ در جدول تناوبی نمایش داده می‌شود و با فراوانی کمتر از روی و مس، در رتبه سی و یکم قرار گرفته است (بابازاده، ۱۳۸۳). عدد کلارک که نشان‌دهنده میزان

فراوانی یک عنصر در پوسته زمین است برای سرب 0.0013% درصد است، سرب فلز پایدار در پوسته زمین است.

روی عنصری فلز به رنگ خاکستری است که در حین سوختن رنگ سبز تولید می‌کند، ترد و شکننده است و جلای شیشه‌ای دارد.

نماد این عنصر Zn و دارای عدد اتمی ۳۰ در جدول تناوبی است. فراوانی روی بیشتر از سرب است و از جمله فلزات پایه پرمصرف محسوب می‌شود. عدد کلارک روی $70-80$ ppm است.

۵-۴- رفتار روی و سرب در محیط اکسیداسیون و احیا

روی در Eh میانه به صورت محلول و در Eh های خیلی بالا و خیلی پایین پایدار است. در شرایط Eh میانه هرچه میزان pH افزایش یابد حلالیت روی بالا می‌رود. این عنصر در دمای $150-200$ درجه سانتی‌گراد و pH چهار تا شش به صورت کمپلکس سولفات و در pH شش تا هشت به صورت کمپلکس کربناته حضور دارد. در مورد سرب در درجه حرارت $250-300$ درجه سانتی‌گراد و pH چهار تا شش در محلول H_2S ، به صورت کمپلکس کلریدی ($PbCl$) و سولفات ($PbSO_4$) پایدار است. این عنصر در pH شش تا هشت به صورت کربناته ($PbCO_3$) دیده می‌شود. سولفات سرب به آسانی قابل حل است و می‌تواند مهاجرت کند، دلیل حضور سرب در کربنات‌های ثانویه نیز همین مورد است.

جدول ۵-۲ مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه هفتهر به روش ICP-MS (برحسب ppm).

Element	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy
Module	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Br- A	72	0.02	65.5	11	0.2	0.2	0.39	226	<1	12.1	10	<0.5	146	0.42
Br- B	221	0.04	21.6	<1	0.2	0.2	0.04	947	<1	7.3	9	<0.5	92	0.38
Ri- 1	1.7	9.38	4.8	526	3.3	0.1	2.46	2.7	166	17.1	158	8.3	24	7.06
Ri- 2	0.8	9.31	4.8	425	3	0.1	4.22	0.8	148	20.3	123	2.3	19	5.78
Ri- 3	1.2	10.33	4.9	0.06%	4	0.1	2.8	0.4	191	18.9	146	6.8	19	8.48
Ri- 4	1	8.76	<0.1	0.59%	3	<0.1	3.7	0.5	155	25.5	11	6.7	57	10.52
Ri- 5	0.5	8.91	<0.1	0.09%	3.4	<0.1	2.86	0.2	147	6.4	3	3	22	7.74
Ri- 6	1	8.47	1.7	521	3.2	<0.1	2.89	0.1	146	20.1	9	5.1	24	8.78
BEDDED-A	91.9	0.07	41.2	34	0.2	0.3	0.06	429	<1	8.5	9	<0.5	61	0.38
BEDDED-B	195	0.05	8.1	<1	0.2	0.2	0.13	1157	<1	6	6	<0.5	112	0.43
BEDDED.C	119	0.03	17.6	1	0.2	0.2	0.06	380	<1	8.5	8	<0.5	53	0.36
MASSIVE.A	68.7	0.04	35.4	1	0.2	0.2	0.6	226	<1	13.3	6	<0.5	162	0.45
MASSIVE-B	82.8	0.03	24.4	17	0.2	0.3	0.7	264	<1	13.3	7	<0.5	178	0.44
MASSIVE.C	213	0.05	8	0.20%	0.2	0.2	1.75	983	<1	5.1	4	<0.5	85	0.52
SHALE-1	2.7	6.81	4.6	357	2.7	0.2	0.86	10	102	3.1	63	3.6	11	4.13
SHALE-2	0.7	4.65	3	480	2.7	0.2	1.25	0.9	84	10.4	54	4.9	126	3.66
SHALE-3	0.6	5.36	18.3	285	3.6	0.1	1.7	1	93	8.3	45	12.1	28	4.06
STRINGER	28.9	3.12	11.1	722	0.9	0.2	0.04	0.7	31	<1	28	<0.5	15	1.07
Dia- 1	0.2	9.47	3	519	2.3	0.3	1.94	2.2	42	32.3	16	3.4	165	3.78
Dia- 2	<0.1	8.95	3	807	1.7	0.3	4.43	2	42	24.3	15	8.9	48	4.52
Dia- 3	<0.1	8.53	2.1	446	1.7	0.3	5.89	0.6	49	20.8	21	4.5	69	6.01
Dia- 4	0.1	8.98	3.2	0.06%	2.1	<0.1	2.05	0.3	133	26.6	16	10	14	6.92
Dia- 5	<0.1	9.5	<0.1	584	1.7	<0.1	3.65	0.1	45	25.7	13	9.3	15	4.82
Dia- 6	<0.1	9.6	<0.1	608	1.7	<0.1	3.78	0.1	48	26	14	9.7	14.7	4.7

ادامه جدول ۵-۲ مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه هفتهر به روش ICP-MS (برحسب ppm).

Element	Er	Eu	Fe	Gd	Hf	In	K	La	Li	Lu	Mg	Mn	Mo	Na
Module	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Br- A	0.26	<0.1	40.57	<0.05	<0.5	0.52	<100	<1	<1	<0.1	1474	202	<0.1	100
Br- B	0.24	<0.1	22	<0.05	<0.5	1.71	<100	<1	<1	<0.1	299	98	<0.1	197
Ri- 1	3.76	3.47	7.83	9.09	7.91	<0.5	14895	89	40	0.4	17475	1261	1	40482
Ri- 2	2.76	3.14	7.55	7.78	4.61	<0.5	14244	83	29	0.27	16353	1179	0.8	42623
Ri- 3	4.41	4.09	7.43	10.7	9.54	<0.5	20674	106	41	0.49	17121	1223	2.4	39340
Ri- 4	4.61	5.09	5.67	13.8	10.65	<0.5	25430	86	39	0.52	12549	1641	1.8	33291
Ri- 5	3.29	3.74	4.07	10.74	5.08	<0.5	15195	80	29	0.39	7395	808	2	46754
Ri- 6	3.95	4.02	5.82	10.1	9.82	<0.5	12430	76	51	0.47	18267	1117	1.6	37484
BEDDED-A	0.24	<0.1	33.23	<0.05	<0.5	1.06	<100	<1	<1	<0.1	132	45	<0.1	238
BEDDED-B	0.29	<0.1	15.91	<0.05	<0.5	<0.5	<100	<1	<1	<0.1	430	216	<0.1	216
BEDDED.C	0.24	<0.1	33.01	<0.05	<0.5	<0.5	<100	<1	<1	<0.1	<100	46	<0.1	190
MASSIVE.A	0.31	<0.1	36.37	<0.05	<0.5	<0.5	<100	<1	<1	<0.1	2441	354	<0.1	259
MASSIVE-B	0.27	<0.1	35.45	<0.05	<0.5	0.66	<100	<1	<1	<0.1	2774	454	<0.1	248
MASSIVE.C	0.32	<0.1	13.12	<0.05	<0.5	<0.5	<100	<1	<1	<0.1	740	279	<0.1	210
SHALE-1	2.39	1.49	1.36	5.54	4.15	<0.5	38203	27.1	<1	0.39	12766	78	<0.1	15233
SHALE-2	2.29	1.14	1.46	4.71	4.59	<0.5	32456	25.9	<1	0.39	13689	96	<0.1	15927
SHALE-3	2.36	1.12	0.71	5.03	3.96	<0.5	40909	26.67	1	0.4	2.30%	129	<0.1	8649
STRINGER	0.77	0.39	0.99	0.87	1.69	<0.5	14854	16	<1	<0.1	1514	23	<0.1	790
Dia= 1	2.04	1.73	7.62	3.89	1.54	<0.5	19570	20	17	0.2	2.63%	969	<0.1	33505
Dia- 2	2.24	2.51	6.69	4.91	1	<0.5	34647	22	16	0.17	17433	894	<0.1	23925
Dia- 3	3.34	2.79	7.04	6.25	1.22	<0.5	22501	26	16	0.27	2.09%	971	<0.1	22850
Dia- 4	2.33	5.22	6.48	14.21	2	<0.5	32030	75	29	0.21	2.35%	406	<0.1	28843
Dia- 5	2.1	2.73	6.51	5.53	1.17	<0.5	28924	23	29	0.19	2.16%	863	<0.1	25414
Dia- 6	2.08	2.68	6.5	5.51	1.15	<0.5	28929	24	28	0.18	2.18%	873	<0.1	25444

ادامه جدول ۵-۲ مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه هفت‌تپه به روش ICP-MS (برحسب ppm).

Element	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Si	Sm	Sn
Module	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Br- A	<1	<0.5	7	19	4.77%	<0.05	<1	47.34%	57.5	<0.5	13.55		<0.02	0.3
Br- B	<1	<0.5	7	32	14.70%	<0.05	<1	37.18%	141	<0.5	36.61	0.11	<0.02	0.6
Ri- 1	129	58	24	3683	197	15.69	67	2113	1.9	6.5	1.97	24.22	9.78	2.6
Ri- 2	101	51.6	21	3916	118	13.92	61	515	1.1	7.5	1.73	23.32	9.05	2.1
Ri- 3	149	66.9	18	4185	65	18.2	71	377	1.8	7.2	1.28	23.63	11.51	2.8
Ri- 4	163	95.9	5	2594	65	26.43	155	77	1.5	5.1	2.66	25.69	16.26	3.2
Ri- 5	193	80.3	2	1443	38	22.88	77	81	1.1	0.8	2.73	23.03	13.22	3
Ri- 6	149	80.2	9	3448	20	21.48	76	87	1.5	6.1	3.26	19.18	13.36	3.8
BEDDED-A	<1	<0.5	3	24	8.39%	<0.05	<1	42.03%	63.5	<0.5	16.96	0.49	<0.02	0.2
BEDDED-B	<1	<0.5	3	29	22.97%	<0.05	<1	28.43%	145	<0.5	38.01	0.13	<0.02	0.8
BEDDED.C	<1	<0.5	2	25	9.02%	<0.05	<1	42.04%	78.5	<0.5	16.99		<0.02	0.2
MASSIVE.A	<1	<0.5	6	19	5.24%	<0.05	<1	40.71%	51.9	<0.5	12.68	0.12	<0.02	0.3
MASSIVE-B	<1	<0.5	7	17	6.17%	0.05	<1	41.41%	70	<0.5	10.71		<0.02	0.3
MASSIVE.C	<1	<0.5	5	36	22.32%	0.16	<1	28.42%	115	<0.5	33.83	1.07	<0.02	0.4
SHALE-1	17.1	43.7	18	725	1265	11.71	136	10789	3.5	18.3	1.58	29.97	8.01	2.8
SHALE-2	16.3	37.2	36	818	71	9.89	115	583	1.8	17.1	2.16	31.64	6.6	2.5
SHALE-3	15.6	36.3	35	800	51	9.82	144	492	2.2	17	1.34	31.45	6.57	2.3
STRINGER	3.2	11.9	3	144	530	3.42	47	2628	2.5	3.7	1.12	48.74	2.06	0.7
Dia- 1	7.7	19.8	15	2500	95	4.93	76	1351	0.8	19.5	1.59	24.93	4.3	1.8
Dia- 2	7.4	21.6	15	1834	237	5.27	154	1439	0.7	14.3	1.41	20.8	5.13	0.9
Dia- 3	6.7	26.1	11	2132	24	6.55	94	334	0.6	15.7	2.12	21.32	5.82	1.5
Dia- 4	5.8	88.4	20	1907	8	21.5	248	141	<0.5	15.7	2.64	23.09	19.34	2.8
Dia- 5	1.6	29.8	13	1712	7	7.09	195	98	<0.5	15	2.04	22.12	6.56	0.7
Dia- 6	1.8	29.6	12	1821	9	7.98	194	142	<0.5	15.1	2.09	22.15	5.15	0.77

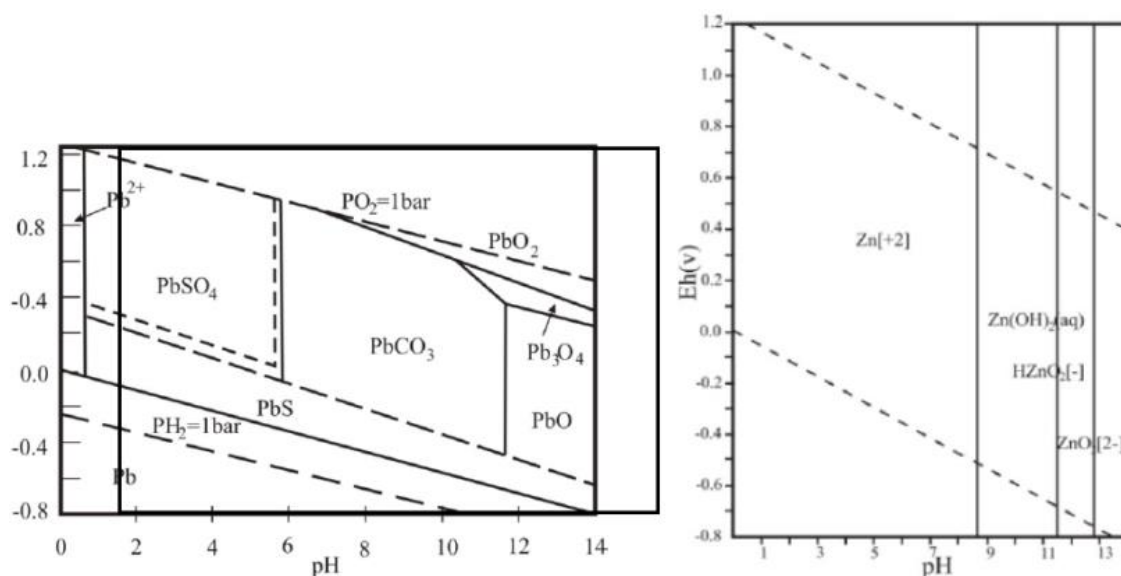
ادامه جدول ۵-۲ مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه هفتهر به روش ICP-MS (بر حسب ppm).

Element	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
Module	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Br- A	8.9	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<10	2.71	<0.1	0.6	11	<1	6.2	2.8	7.84%	12
Br- B	7.4	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<10	2.18	<0.1	0.7	11	<1	6	1.1	24.48%	7
Ri- 1	612	11.54	1.18	<0.1	8.25	11785	0.35	0.44	3.1	76	1	33.3	4.3	846	404
Ri- 2	714	7.65	1.01	0.14	8.16	13014	0.39	0.34	2.5	97	<1	29.6	3.9	365	341
Ri- 3	627	12.87	1.41	0.14	9.12	12896	0.36	0.54	4.2	84	<1	39.3	5.1	246	472
Ri- 4	713	5.81	1.84	0.13	12.86	9694	0.78	0.65	2.9	50	<1	29.8	2.7	269	312
Ri- 5	503	6.52	1.42	0.21	13.95	5983	0.31	0.51	2.7	18	<1	20.9	1.9	85	190
Ri- 6	536	5.13	1.58	0.13	10.46	11225	0.38	0.59	3.12	79	<1	28.8	2.8	162	334
BEDDED-A	10.9	0.15	<0.1	<0.1	<0.1	<10	5.34	<0.1	0.79	11	<1	6.1	2.4	11.28%	12
BEDDED-B	26.1	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	<10	3.74	<0.1	1.2	11	<1	6.2	0.6	24.78%	6
BEDDED.C	9	0.12	<0.1	0.11	<0.1	<10	3.08	<0.1	1.1	11	<1	6	2.3	11.68%	11
MASSIVE.A	18.1	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	<10	2.31	<0.1	0.7	11	<1	6.5	2.6	7.64%	11
MASSIVE-B	28.6	0.12	<0.1	<0.1	<0.1	<10	3.45	<0.1	0.3	11	<1	6.3	2.5	9.05%	11
MASSIVE.C	42.1	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	<10	3.04	<0.1	0.9	11	<1	6.6	0.3	26.13%	5
SHALE-1	68.6	1.78	0.69	<0.1	9.91	5098	0.36	0.33	3.3	132	2.5	18.4	2.6	2961	139
SHALE-2	46.9	1.62	0.65	0.11	10.87	4656	0.21	0.34	3.3	122	2.3	17.4	2.5	573	136
SHALE-3	77	1.5	0.67	0.17	10.3	4789	0.46	0.32	3.7	126	2.2	19.3	2.5	427	141
STRINGER	75.4	0.41	0.2	<0.1	4.11	1162	0.21	0.11	2.1	35	<1	9	<0.05	152	71
Dia- 1	178	0.36	0.62	<0.1	2.94	2.09%	0.42	0.24	1.3	157	<1	17.8	2.2	483	76
Dia- 2	501	0.35	0.78	0.28	2.31	12279	0.92	0.25	0.7	132	<1	19.9	1.9	585	45
Dia- 3	671	0.45	1	0.17	3.54	12880	0.56	0.4	1.27	134	<1	24.6	3	136	64
Dia- 4	418	0.29	1.58	0.14	4.84	2.05%	1.17	0.35	1	131	<1	17.5	1.6	58	58
Dia- 5	703	0.2	0.91	<0.1	3.48	9885	1.16	0.36	0.7	115	<1	17.4	1.6	89	49
Dia- 6	489	0.36	0.91	<0.1	3.52	12793	0.58	0.26	0.8	129	<1	17.6	1.6	86	47

جدول ۳-۵ مقادیر غلظت اکسیدهای اصلی در کانسنگ و سنگ میزبان برحسب درصد وزنی و غلظت عناصر کمیاب برحسب ppm (به روش XRF).

sample	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)
HTX1	55.18	13.97	5.68	5.67	1.38	4.12	3.44	0.556	0.08	0.169
HTX4	42.58	14.62	1.55	13.01	3.16	4.7	2.26	0.496	0.001	0.07
HTX5	49.95	14.6	4.6	3.01	1.35	4.75	7.89	0.652	0.544	0.221
HTX6	60.01	17.07	1.8	1.57	151	4.69	2.38	0.715	0.021	0.107
HTX7	59.98	11.62	1258	0.01	0.06	4.2	1.14	0.486	0.001	0.014
HTU1	3.64	0.43	32.6	0.465	0.255	0.021	0.562	0.14	0.004	0.035

sample	S (%)	L.O.I (%)	Cl (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)
HTX1	2.927	11.04	194	155	50	239	352	16	101	49
HTX4	0.946	13.03	19070	131	232	17	85	14	55	33
HTX5	0.139	11.68	209	264	1213	29	235	28	63	58
HTX6	0.005	8.82	10456	164	89	107	634	97	97	65
HTX7	11.745	11.57	187	380	22	14	148	424	36	13
HTU1	43.8	25.4					6.23%	10.7%		



شکل ۵-۱ دیاگرام pH-Eh مربوط به عناصر روی (Takeno, 2005) و سرب (Bradl, 2005).

۵-۵- محیط رسوبی و تکتونیکی تشکیل کانسار

یک نمودار تمایز زمین‌شناختی خوب باید با عناصری ساخته شود که نسبت به فرایندهای ثانویه دارای کم‌ترین تأثیرپذیری باشند و بتوان آن‌ها را حتی در غلظت‌های پایین به‌سادگی توسط یک روش ساده و سریع تجزیه و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد. فرآیندهای زمین‌ساخت صفحه‌ای از دو راه اثر زمین‌شیمیایی مشخصی بر رسوبات برجای می‌گذارند: مورد اول اینکه محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت و ویژگی‌های ناحیه منشأ مشخصی را دارند و دوم اینکه، فرآیندهای رسوبی ویژه‌ای، آن‌ها را مشخص می‌کنند. حوضه‌های رسوبی را می‌توان به چند جایگاه زمین‌ساختی نسبت داد (Bhatia et al., 1986):

۱. جزایر کمانی اقیانوسی- حوضه‌های پیش کمانی یا پشت کمانی، مجاور یک کمان آتش‌فشانی تشکیل‌شده روی پوسته اقیانوسی یا پوسته قاره‌ای نازک.
۲. جزایر کمانی قاره‌ای- حوضه‌های میان کمانی، پیش کمانی یا پشت کمانی مجاور یک کمان آتش‌فشانی توسعه‌یافته روی پوسته قاره‌ای ضخیم یا حاشیه قاره‌ای نازک.
۳. حاشیه فعال قاره‌ای- حوضه‌های نوع آندی تشکیل‌شده روی حاشیه ضخیم قاره‌ای یا مجاور آن. حوضه‌های امتدادلغز نیز در این محیط به وجود می‌آیند.

۴. حاشیه نافع‌ال قاره‌ای- حاشیه‌های کافتیده قاره‌ای تشکیل شده روی پوسته ضخیم قاره‌ای

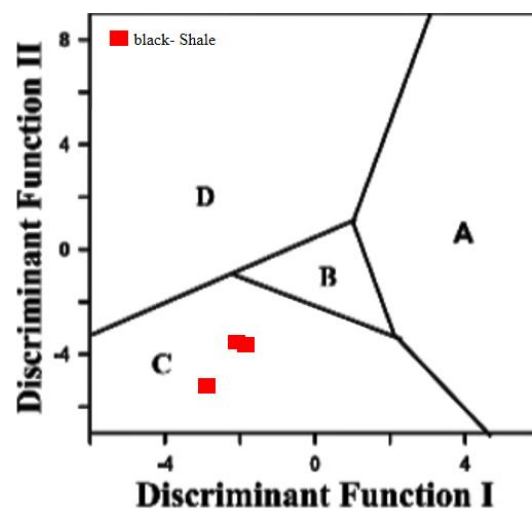
لبه قاره‌ها، حوضه‌های رسوبی روی لبه دنباله‌های یک قاره.

۵. جایگاه برخوردی- حوضه‌های رسوبی تشکیل شده روی پوسته ضخیم قاره‌ای.

۶. جایگاه کافتی- حوضه میان کراتونی تشکیل شده روی پوسته ضخیم قاره‌ای.

۵-۵-۱- نمودار تابع تمایزی ماسه‌سنگ (Bhatia, 1983)

بر اساس مقایسه با رسوبات امروزی چهار موقعیت زمین‌ساختی برای ماسه‌سنگ‌ها به دست می‌آید، در نتیجه چهار میدان تعریف می‌شود که با رسوبات امروزی جمع‌آوری شده از جایگاه‌های زمین‌ساختی شناخته شده مقایسه شده است. نمونه‌های سنگ میزبان برداشت شده از کانسار هفتهر در این نمودار مورد بررسی قرار گرفته‌اند که براساس این نمودار توالی سنگ میزبان در محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است (شکل ۵-۲).



Discrimination Function 1: $-0.0447\text{SiO}_2 - 0.972\text{TiO}_2 + 0.008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208\text{FeO} - 3.082\text{MnO} + 0.140\text{MgO} + 0.195\text{CaO} + 0.719\text{Na}_2\text{O} - 0.032\text{K}_2\text{O} + 7.510\text{P}_2\text{O}_5 + 0.303$

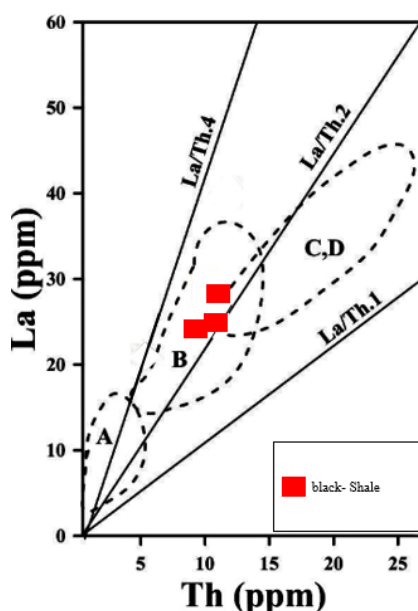
Discrimination Function 2: $-0.421\text{SiO}_2 + 1.988\text{TiO}_2 - 0.526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.610\text{FeO} + 2.720\text{MnO} + 0.881\text{MgO} - 0.907\text{CaO} - 0.177\text{Na}_2\text{O} - 1.840\text{K}_2\text{O} + 7.244\text{P}_2\text{O}_5 + 43.57$

شکل ۵-۲ موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان کانسار هفتهر در نمودار تابع تمایزی ماسه‌سنگ (Bhatia, 1983): A: جزایر کمانی اقیانوسی، B: جزایر کمانی قاره‌ای، C: حاشیه فعال قاره‌ای، D: حاشیه غیرفعال قاره‌ای.

۵-۵-۲- نمودار تمایزی محیط تکتونیکی تشکیل شیل - ماسه سنگ (Bhatia &

(Crook, 1986)

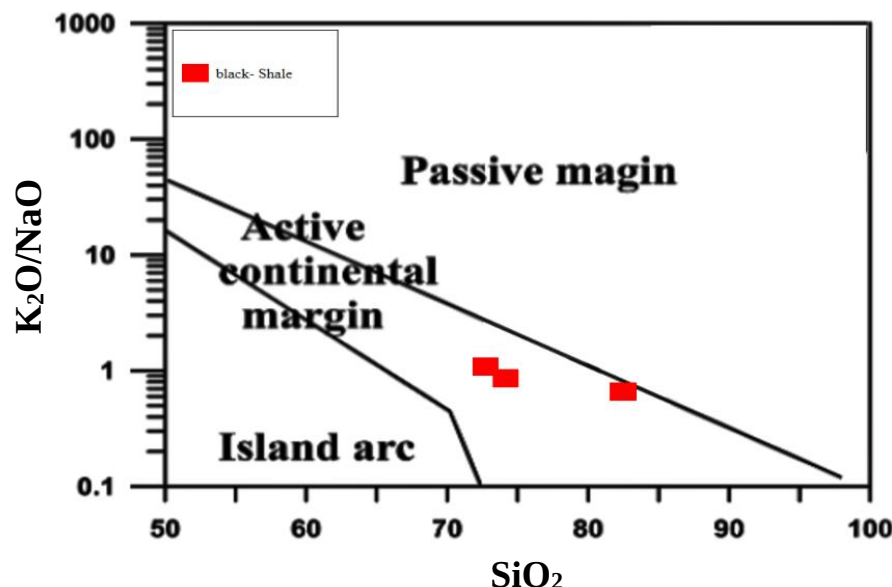
برای ماسه‌سنگ‌های شرق استرالیا یک ضریب همبستگی مثبت بین La و Th پیشنهاد شده است که این عناصر در طی فرآیند رسوبی به‌طور هماهنگ رفتار می‌کنند. دیاگرام La در مقابل Th سه حوضه اصلی را نشان می‌دهد که شامل: جزایر کمانی اقیانوسی، جزایر کمانی قاره‌ای و حواشی فعال و غیرفعال قاره‌ای است. با توجه این نمودار، نمونه‌های سنگ میزبان ماسه‌سنگی و شیلی محدوده هفت‌ه‌ر در محیط تکتونیکی جزایر کمانی قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۳ موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان کانسار هفت‌ه‌ر در نمودار تمایزی محیط تکتونیکی تشکیل شیل - ماسه‌سنگ (Bhatia & Crook, 1986): A: جزایر کمانی اقیانوسی، B: جزایر کمانی قاره‌ای، C و D: حواشی فعال و غیرفعال قاره‌ای.

۵-۵-۳- نمودارهای تمایزی ماسه‌سنگ - گلسنگ (Roser & Korsch, 1986)

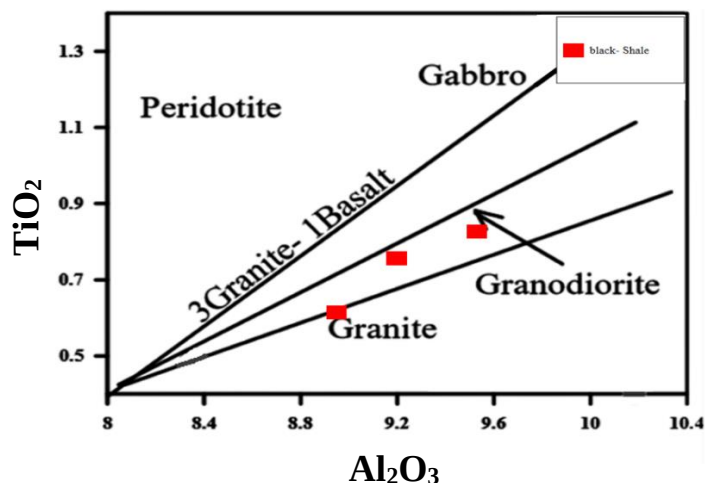
براساس این نمودار سه جایگاه زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای (PM)، حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و جزایر کمانی اقیانوسی (ARC) بر اساس نسبت $K_2O/Na_2O - SiO_2$ قابل تشخیص است. بر اساس این نمودار نمونه‌های برداشت‌شده از محدوده معدنی هفت‌ه‌ر در محیط تکتونیکی تشکیل کانسار هفت‌ه‌ر محیط ریفتی حاشیه فعال قاره‌ای است (شکل ۵-۴).



شکل ۴-۵ موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان کانسار هفتهر در نمودار تمایزی ماسه‌سنگ- گلسنگ (Roser & Korsch, 1986).

۵-۶- منشأ سنگ‌های تخریبی میزبان کانه‌زایی

میزان فراوانی عناصر موجود در شیل‌ها، نشان‌دهنده فرآیندهای محیطی از قبیل هوازدهی، حمل از سنگ‌های منشأ به محیط ته‌نشست رسوبات و دیاژنز است (Paikaray et al., 2008). غلظت سدیم، پتاسیم، کلسیم و منیزیم بر اثر فرایندها، ممکن است افزایش یا کاهش نشان دهد درحالی‌که تیتانیوم و آلومینیم به علت حلالت کم اکسیدها و هیدروکسیدهای این عناصر در محلول‌های آبدار با دمای پایین، کمتر تحت تأثیر فرآیندهای نام‌برده شده قرار می‌گیرند (Hayashi et al., 1997). در نتیجه نسبت Al_2O_3/TiO_3 در شیل‌ها می‌تواند شاهد خوبی برای تفسیر منشأ مهر و موم‌های میزبان در مقایسه با دیگر عناصر اصلی که تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند باشد (Paikaray et al., 2008). نمونه‌های برداشت‌شده از محدوده هفتهر نشان می‌دهد که منشأ شیل‌های میزبان کانه‌زایی محدوده هفتهر نزدیک به سنگ منشأ گرانودیوریتی است (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵ نمودار تعیین منشأ شیل (Scheiber, 1992) و موقعیت نمونه‌های سنگ میزبان شیلی کانسار هفتهر.

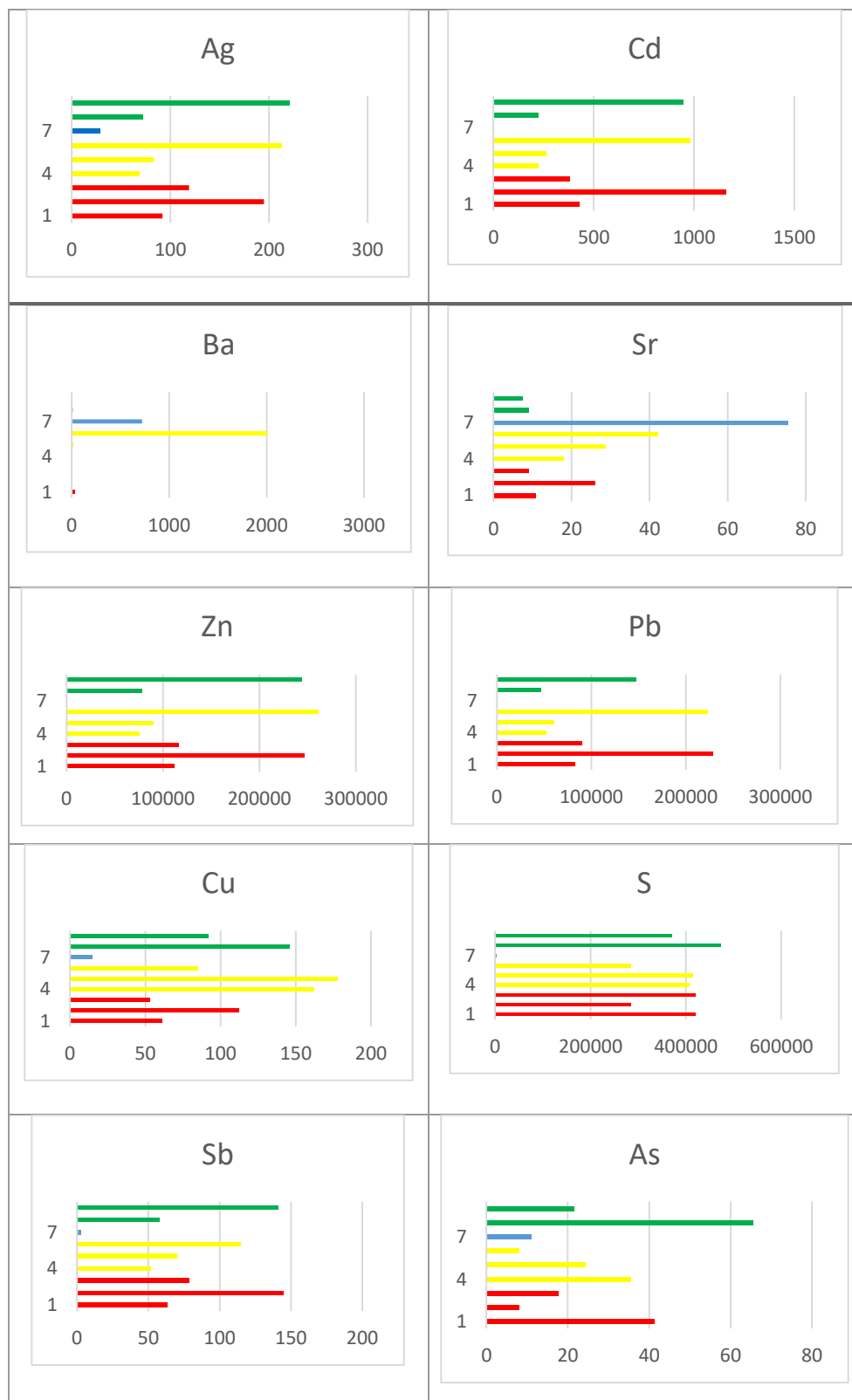
۵-۷- تغییرات عناصر کمیاب در توالی میزبان

در این قسمت تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب برای رخساره‌های مختلف کانسار مورد بررسی قرار گرفته است. نمونه مربوط به سنگ میزبان بارنگ آبی، کانسنگ برشی سولفیدی بارنگ سبز، کانسنگ توده‌ای بارنگ زرد و نمونه‌های کانسنگ لایه‌ای بارنگ قرمز مشخص شده است (شکل ۵-۶). براساس دیاگرام‌های رسم شده، عناصر Ag, As, Cd, Cu, Pb, Zn در هر سه رخساره کانسنگ سولفیدی برشی، توده‌ای و لایه‌ای نسبت به سنگ میزبان غنی‌شدگی و عنصر Sr در هر سه رخساره تهی‌شدگی نشان می‌دهد. عنصر Ba تنها در رخساره توده‌ای غنی‌شدگی نشان می‌دهد.

۵-۸- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

به مجموعه عناصری که در جدول تناوبی عناصر بین عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ قرار دارند عناصر نادر خاکی (REE) گفته می‌شود. عناصر با عدد اتمی بالا در این سری عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و عناصر با عدد اتمی پایین‌تر عناصر خاکی سبک (LREE) نامیده می‌شوند. به دلیل کاربرد این عناصر در شناخت سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی این دسته از مفیدترین عناصر جزئی محسوب می‌شوند.

57 La lanthanum 138.91	58 Ce cerium 140.12	59 Pr praseodymium 140.91	60 Nd neodymium 144.24	61 Pm promethium	62 Sm samarium 150.36(2)	63 Eu europium 151.96	64 Gd gadolinium 157.25(3)	65 Tb terbium 158.93	66 Dy dysprosium 162.50	67 Ho holmium 164.93	68 Er erbium 167.26	69 Tm thulium 168.93	70 Yb ytterbium 173.05	71 Lu lutetium 174.97
--	-------------------------------------	---	--	-------------------------------	--	---------------------------------------	--	--------------------------------------	---	--------------------------------------	-------------------------------------	--------------------------------------	--	---------------------------------------



شکل ۵-۶ نمودار تغییرات عناصر در رخساره‌های مختلف کانسار هفتهر.

این عناصر می‌توانند جانشین عناصر اصلی کانی‌های سنگ‌ساز شوند و در بعضی موارد خود تشکیل

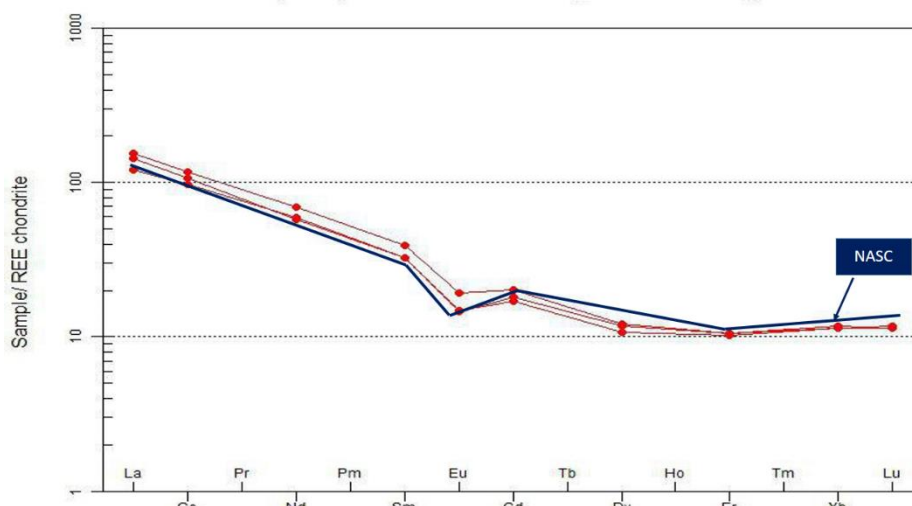
کانی می‌دهند. تحرک عناصر در هر مجموعه سنگی که دچار دگرگونی یا دگرسانی شده باشد وجود دارد. به‌عنوان یک اصل کلی عناصر ناسازگار وابسته به گروه LFS (Eu, Pb, Ba, Rb, K, Sr, Cs) متحرک هستند درحالی‌که عناصر HFS (Ta, Nb, Ti, Hf, Zr, Th, Y, Sc, REE, La, P, Ce, U) تحرک پذیر نیستند (Piercey, 2010). غلظت عناصر جزئی در رسوبات تحت تأثیر عوامل مختلفی تغییر می‌کنند که عبارت‌اند از: هوازدگی، دیاژنز، جورشدگی رسوب و ناحیه منشأ. به‌منظور بررسی این فرآیندهای پترولوژیکی، از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده استفاده می‌شود. در این نمودارها از بهنجارسازی فراوانی عناصر کمیاب نسبت به فراوانی این عناصر از یک سری نمونه استاندارد خاص استفاده می‌شود (Rollinson, 1993).

۵-۸-۱- بهنجار سازی NASC برای رسوبات

براساس مطالعات انجام‌شده غلظت بسیاری از عناصر در سنگ‌های رسوبی ریزدانه فلات قاره سراسر جهان، به دلیل آمیختگی ناشی از چرخه‌های مکرر و فرسایشی، شبیه یکدیگر هستند. این رسوب میانگین اغلب به‌عنوان مقدار بهنجارسازی غلظت عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های رسوبی استفاده می‌شود. ترکیب معمول برای این مورد شیل مرکب آمریکای شمالی (NASC) و مقادیر توصیه‌شده توسط Gromet et al, (1984) است که نسبت به کندریت تجزیه‌شده مرجع (Nakamura, 1974) بهنجار شده است. نسبت عناصر خاکی کمیاب سبک NASC نسبت به کندریت حدود ۱۰۰ برابر و عناصر کمیاب سنگین حدود ۱۰ برابر و بی‌هنجاری Eu آن‌ها منفی است. این بهنجاری مقیاسی است از اینکه رسوب تا چه اندازه تیپیک است. همچنین توسط این بهنجارسازی می‌توان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی برخی از عناصر را نشان داد.

مهم‌ترین عامل مؤثر در تعیین غلظت REE در یک رسوب آواری، ناحیه منشأ آن است (Fleet, 1989; McLennan, 1984) زیرا REE انحلال ناپذیرند و در غلظت‌های بسیار اندک در آب دریا و رودها یافت می‌شوند؛ بنابراین، REE موجود در یک رسوب عمدتاً به‌صورت مواد معلق جامد انتقال

می‌یابد و نمایاننده شیمی منشأ است. تاثیرات هوازدگی و دیاژنز در مقایسه با اثر منطقه منشأ، اندک است. تغییر غلظت عناصر REE تمام نمونه‌های سنگ میزبان کانسنگ هفتهر، روند مشابه با روند شیل آمریکای شمالی را نشان می‌دهند (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷ بهنجارسازی نمونه‌های شیلی سنگ میزبان کانسار هفتهر نسبت به کندریت (Nakamura, 1974).

۵-۹- پهنه‌بندی فلزی در رخساره‌های لایه‌ای و توده‌ای در کانسار هفتهر

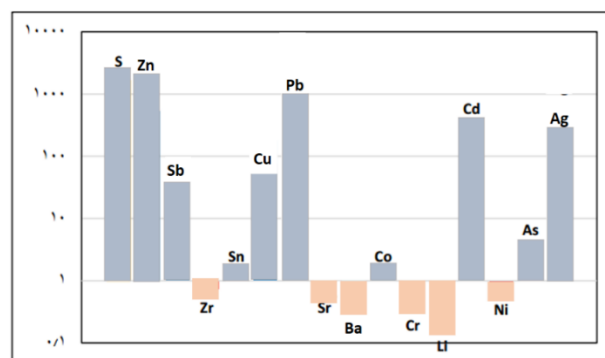
به‌منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سیال کانه‌ساز در محدوده هفتهر، تعداد سه نمونه از رخساره توده‌ای و سه نمونه از رخساره لایه‌ای برای تعیین عناصر اصلی، فرعی و کمیاب انتخاب و به روش ICP-MS تجزیه گردید. تغییرات ساخت و بافت در محدوده هفتهر همراهی مناسبی با تغییرات میزان و نوع عناصر فلزی دارد که این منطقه‌بندی با دور شدن از پهنه تغذیه‌کننده نمایان می‌شود. بنا به نظر Lydon, (1996 & 2004) علت این پدیده وابسته به دو عامل است:

۱. کاهش نسبی تولیدات گرمایی نسبت به ذرات رسوبی طبیعی سنگ میزبان، با افزایش فاصله از رخساره دهانه‌ای و پهنه تغذیه‌کننده که تابعی از فاصله نسبت به محل خروج سیال‌های کانه‌ساز است.

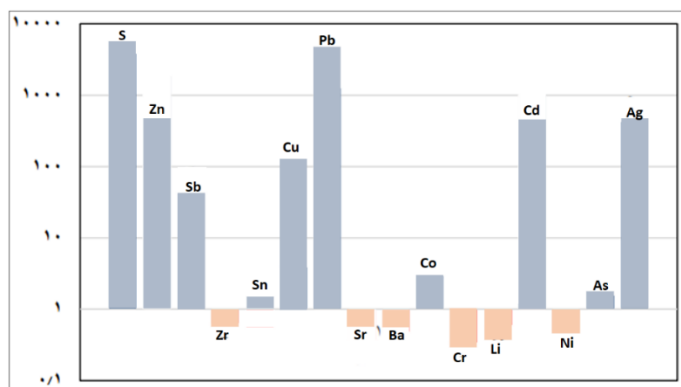
۲. تغییرات منظم در نسبت تولیدات مختلف گرمایی بافاصله یافتن از محل خروج سیال‌ها که

به رفتار شیمیایی متفاوت ترکیبات مختلف و تغییرات دما و pH وابسته است.

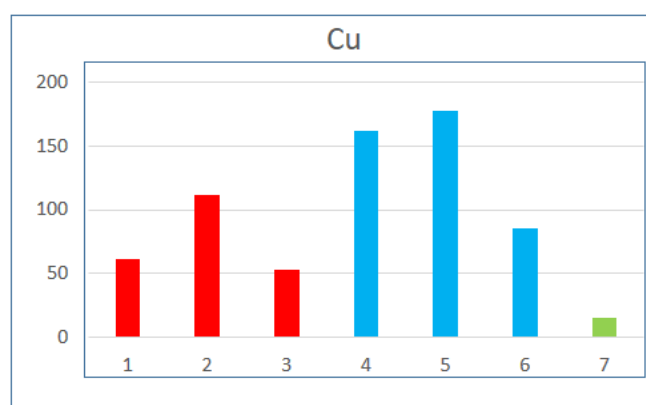
نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی راهی مناسب برای نشان دادن غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نسبی از عناصر جزئی (واصلی) هستند. این نمودارها برای نمایش تحرک عناصر نیز سودمند است که به‌ویژه در پهنه‌های دگرسانی همراه با کانه‌زایی گرمابی قابل استفاده است. طبق نمودار غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر نمونه‌های شیل کانه‌دار و دگرسان در پهنه استرینگر و لایه‌ای نسبت به شیل‌های غیر دگرسان و سالم می‌توان تعیین کرد که در هر رخساره، کدام عنصر حضور پررنگ‌تری از خود نشان داده است. برای رسم نمودار غنی‌شدگی و تهی‌شدگی، میانگین هر عنصر، برای هر رخساره، محاسبه شده و به میزان همان عنصر در سنگ میزبان دگرسان نشده (سالم) تقسیم شده است (شکل ۵-۸ و ۹-۵). براساس این نمودارها به‌طور کلی عناصر S, Zn, Sb, Cu, Pb, Cd, As و Ag نسبت به شیل دگرسان نشده غنی‌شدگی و عناصر Zr, Sr, Ba, Cr, Li و Ni نسبت به شیل دگرسان نشده تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در مقایسه بین دو رخساره توده‌ای و لایه‌ای می‌توان گفت که عناصر Zn, Sb و As در رخساره لایه‌ای غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. در شکل ۵-۶ تغییرات در رخساره‌های لایه‌ای و توده‌ای نسبت به هر عنصر به‌طور مجزا آورده شده است. بر اساس این نمودارها می‌توان گفت که Ba, Cu, Ag و Sr در رخساره توده‌ای و Zn, As, Sb و Cd در رخساره لایه‌ای دارای بالاترین پیک عددی هستند. بالا بودن مقدار Cu در رخساره توده‌ای و استرینگر و بالعکس Zn در رخساره لایه‌ای از ویژگی‌های مهم کانسار هفتهر است (شکل ۵-۱۰). علاوه بر این Cpy نیز در رخساره استرینگر مشاهده شده است.



شکل ۵-۸ نمودار لگاریتمی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نمونه‌های کانه‌دار رخساره لایه‌ای نسبت به شیل دگرسان نشده محدوده هفتهر.



شکل ۵-۹ نمودار لگاریتمی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نمونه‌های کانده‌دار رخساره توده‌ای نسبت به شیل دگرسان نشده محدوده هفتهر.



شکل ۵-۱۰ نمودار لگاریتمی مقایسه تغییرات میزان Cu در رخساره‌های مختلف (رنگ قرمز: لایه‌ای، آبی: توده‌ای و سبز: استرینگر).

۵-۱۰- میزان پراکندگی و ضریب همبستگی عناصر

برای تشخیص روابط بین اکسیدها و عناصر از روش آماری ضریب همبستگی استفاده می‌شود. ضریب همبستگی طبق تعریف عبارت است از سنجشی از شدت وابستگی بین دو متغیر اندازه‌گیری شده در مجموعه‌ای از داده‌های منفرد (Rollinson, 1993). این پارامتر با استفاده از ضریب همبستگی خطی حاصل ضرب مومنت پیرسون محاسبه شده و به عنوان ضریب همبستگی معروف است. توسط این ضریب ارتباط میان هر عنصر با سایر عناصر، به صورت عددی بین -۱ تا +۱ نشان داده می‌شود که علامت مثبت نشان‌دهنده ارتباط مستقیم بین دو عنصر و علامت منفی نشان‌دهنده ارتباط معکوس بین دو عنصر است. بسته به نزدیکی قدر مطلق ضریب به دست آمده برای هر دو عنصر به یک می‌توان گفت که

میان آن دو عنصر ارتباط قوی تری (مستقیم یا معکوس) برقرار است (حبیب پور و صفری، ۱۳۸۸). ضریب همبستگی عناصر برای نمونه‌های کانسار هفتهر با استفاده از نرم‌افزار SPSS تهیه و در جدول ۳-۵ نشان داده شده است. با توجه به این جدول، عناصر Ag, Zn, Sb, S, Cd و Pb نسبت به هم ضریب همبستگی مثبت و مجموع این عناصر با Ba ضریب همبستگی منفی از خود نشان می‌دهند. عنصر As نسبت به Pb و Sr همبستگی منفی نشان می‌دهند. دو عنصر Cu و Pb همبستگی منفی قوی نشان می‌دهند که به دلیل مقدار پایین کالکوپیریت نسبت به گالن در رگه‌هایی است که گالن زیادی دارند و این مورد ناشی از دمای تشکیل متفاوت این دو کانی است. در برخی نمونه‌های سولفیدی این کانسار میزان قلع (Sn) تا حد زیادی بالا است.

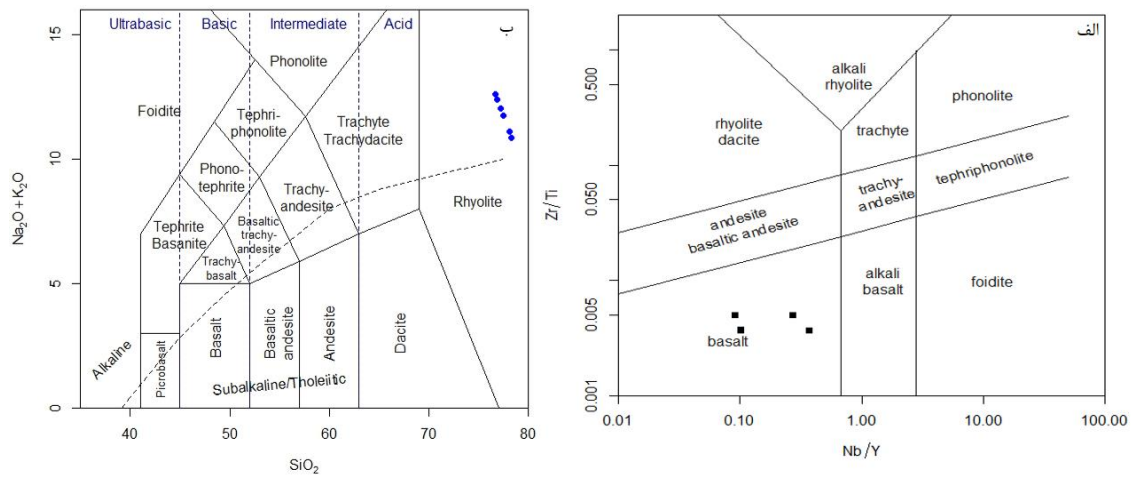
جدول ۳-۵ ضریب همبستگی پیرسون برای عناصر کمیاب در نمونه‌های کانسار هفتهر.

Log Ag	1									
Log As	-.317	1								
Log Ba	-.289	-.316	1							
Log Cd	.877**	.084	-.458	1						
Log Cu	.443	.392	-.476	.741*	1					
Log Pb	.955**	-.892**	.220	.981**	-.403	1				
Log S	.650	.404	-.539	.927**	.839**	-.922**	1			
Log Sb	.889**	.064	-.490	.995**	.752*	.925**	.920**	1		
Log Sr	-.362	-.648	.686*	-.573	-.405	.382	-.703*	-.574	1	
Log Zn	.847**	.138	-.468	.997**	.774*	.977**	.951**	.993**	-.594	1
	Log Ag	Log As	Log Ba	Log Cd	Log Cu	Log Pb	Log S	Log Sb	Log Sr	Log Zn

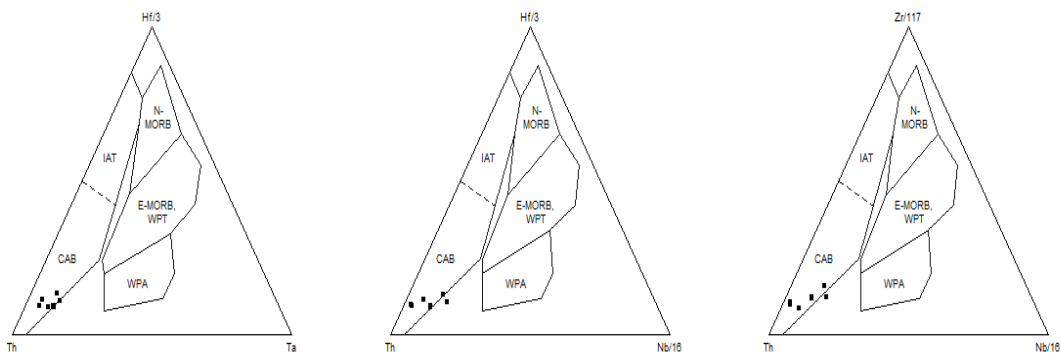
۵-۱۱- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین و نفوذی

براساس دیاگرام (Pearce, 1996) برای نمونه‌های برداشت شده از سیل آذرین مجاور پهنه استرینگر جنس سیل موردنظر بازالتی و براساس مطالعات میکروسکوپی دیاباز است و براساس نمودار (Le Bas et al, 1986) جنس سنگ‌های آذرین برداشت شده از سری ریزو ریولیتی است (شکل ۵-۱۱). براساس دیاگرام‌های (Wood, 1980) و محاسبه نسبت‌های Nb, Ta, Hf, Th و Zr محیط تشکیل این سیل مربوط به بازالت‌های جزایر قوسی (شکل ۵-۱۲) و براساس دیاگرام (Barrett & Maclean, 1994) ترکیب سیل دیابازی مجاور پهنه استرینگر از نوع تولیتی (محیط کششی یا ریفی کم‌عمق درون

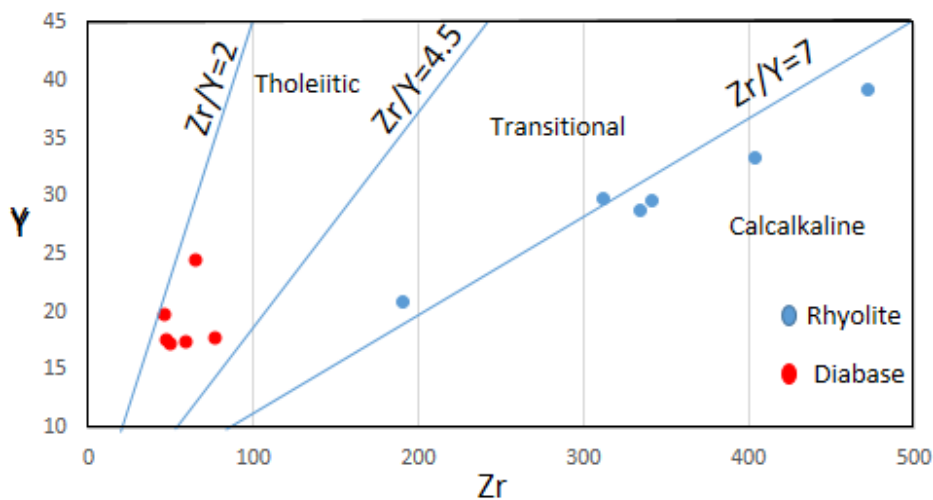
قاره‌ای) و ریولیت سری ریزو از نوع کالک‌آلکالن (محیط فرورانش) است (شکل ۵-۱۳).



شکل ۵-۱۱ الف) دیاگرام (Pearce, 1996) برای تعیین نوع سنگ‌های نفوذی، ب) دیاگرام (Le Bas et al., 1986) برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین.



شکل ۵-۱۲ دیاگرام‌های سه‌تایی برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های نفوذی (Wood, 1980).



شکل ۵-۱۳ دیاگرام دوتایی برای تعیین ماهیت سنگ‌های آذرین و نفوذی (Barrett & Maclean, 1994).

۵-۱۲- ایزوتوپ گوگرد

ایزوتوپ‌های پایدار (S, O, H, C) اطلاعات بسیار مفیدی در زمینه تشکیل و برخی ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی سیال‌های گرمابی کانه‌ساز، منشأ و تکامل برخی سازنده‌های کانه‌ساز مانند (S و C) (Calagari, 2003)، مقدار و حجم واکنش آن‌ها با سنگ‌های دیواره و سازوکارهای نهشت کانسنگ را فراهم می‌آورند (Pirajno, 2009). گوگرد دارای چهار ایزوتوپ پایدار است (جدول ۵-۴). تناسب نسبت‌های آن‌ها در نمونه‌های زمینی و غیرزمینی با نرخ ثابتی متغیر است. هرچند اخیراً آنومالی $\delta^{33}\text{S}$ مهمی در شهاب‌سنگ‌ها، سولفات‌های قدیمی و برخی نهشته‌های جدید کشف شده است، اما به‌طور کلی آنالیز دوتا از چهارتا ایزوتوپ گوگرد کافی است. ایزوتوپ‌های پایداری که به‌طور معمول اندازه‌گیری می‌شوند ایزوتوپ‌های گوگرد ^{34}S و ^{32}S هستند، زیرا این دو ایزوتوپ فراوانی بیشتری دارند. تمامی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نسبت به نمونه استاندارد ترویلیت کانیون دایابلو (CDT) طبق فرمول زیر گزارش می‌شوند:

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{sample}} = \frac{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{CDT}}}{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{CDT}}} \times 1000$$

ترویلیت یک سولفید با ترکیب (FeS) است و تفاوت آن با پیریت در ترکیب نسبی (Fe_7S_8) است که در ترویلیت به‌صورت استوکیومتری است، این کانی در ترکیبات زمینی یافت نشده است.

جدول ۵-۴ جرم ایزوتوپ‌های مختلف گوگرد.

جرم	فراوانی	ایزوتوپ
۳۱/۹۷۲۰۷	۹۶/۰۳۹۵۷(۹۰)	^{32}S
۳۲/۹۷۱۴۶	۰/۷۴۸۶۵(۱۲)	^{33}S
۳۳/۹۶۷۸۶	۴/۱۹۷۱۹(۸۷)	^{34}S
۳۵/۹۶۷۰۸	۰/۰۱۴۵۹(۲۱)	^{36}S

کانیون دایابلو نام شهاب‌سنگی است که در کراتر متئور در آریزونا ایالات متحده یافت شده است. ترکیب ایزوتوپی ترویلیت در شهاب‌سنگ‌های آهنی در محدوده ۰/۰ تا ۰/۰۶٪ است و تشابه آن با

ترکیب کلی زمین باعث شده است که به صورت یک مرجع ایده آل در نظر گرفته شود.

اساساً تمام گوگرد محلول در اقیانوس‌ها به حالت اکسید می‌باشند، مدت زمان اقامت گوگردهای احيایی که از دودکش‌های سیاه و غیره خارج می‌شوند فقط چند دقیقه است به استثناء دوره آرکئن که گوگردهای احيایی به صورت یون پایدار در اقیانوس‌ها بوده‌اند. زمان اقامت سولفات در آب دریا 2×10^7 سال است؛ بنابراین گوگرد در آب دریا به خوبی مخلوط شده و مقدار $\delta^{34}S$ در اقیانوس‌های امروزی دارای مقدار ثابت $0/25 \pm 0/21\%$ است (Rees et al., 1978). گوگرد توسط رسوب کانی‌های سولفیدی و سولفات‌ها از آب اقیانوس خارج می‌شود و بر اثر هوازدگی و فرسایش سنگ‌های رسوبی به آب اقیانوس برمی‌گردد. در راستای انجام این پژوهش و به منظور شناسایی منشأ گوگرد و سیال مسئول کانه‌زایی در کانسار هفتر ایزوتوپ‌های گوگرد برای اولین بار در این کانسار مورد مطالعه قرار گرفت. برای این منظور تعداد ۱۹ نمونه سولفیدی (۱۱ نمونه پیریت از بخش توده‌ای و لایه‌ای، ۵ نمونه گالن و ۲ نمونه گالن و پیریت) از بخش کانسنگ توده‌ای و لامینه و از کانی‌های پیریت و گالن برداشت و در آزمایشگاه جداسازی اولیه نمونه‌ها انجام شد. نمونه‌ها پس از جداسازی در محفظه‌های مخصوص همراه با نام و کد نمونه قرار گرفت و برای آنالیز به مرکز تحقیقاتی دانشگاه Barcelona, Spain ارسال گردید. برای انجام تجزیه حدود ۵ میلی گرم نمونه با درجه خلوص بالای ۹۰٪ مورد نیاز است. درجه خلوص بیشتر کانی‌های سولفیدی بالای ۹۵٪ و وزن نمونه‌های ارسالی از ۴۵ تا ۳۰۰ میلی گرم متغیر بوده است. ادامه مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها در آزمایشگاه مقصد انجام شده است.

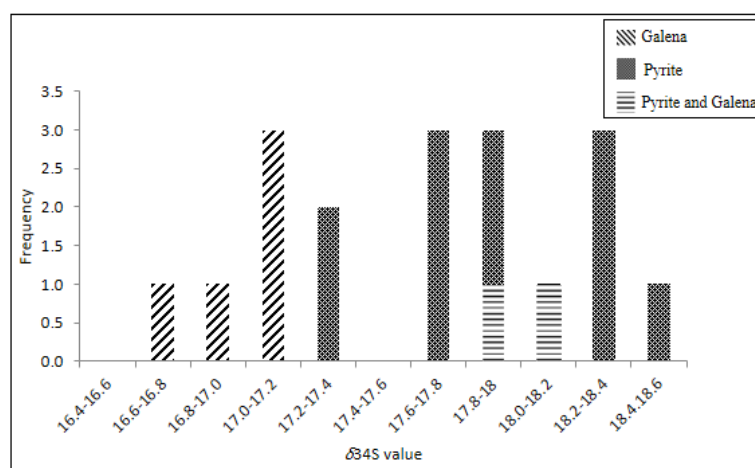
نتایج ایزوتوپ گوگرد به صورت مقادیر $\delta^{34}S$ نسبت به استاندارد CDT در رخساره‌های مختلف در جدول ۵-۵ و فراوانی و مقدار $\delta^{34}S$ هر کانه در شکل ۵-۱۴ و مقادیر ایزوتوپ گوگرد در هر رخساره در شکل ۵-۱۵ نشان داده شده است.

همان‌طور که مشاهده می‌شود مقادیر $\delta^{34}S$ برای کانه‌های سولفیدی برداشت‌شده از پهنه استرینگر و رخساره لایه‌ای تغییراتی در محدوده ۱۷٪ تا ۱۸/۳٪ و در رخساره توده‌ای (مجموعه دهانه‌ای) تغییرات در محدوده ۱۷/۱٪ تا ۱۸/۵٪ را نشان می‌دهند به صورتی که این مقادیر در پهنه استرینگر

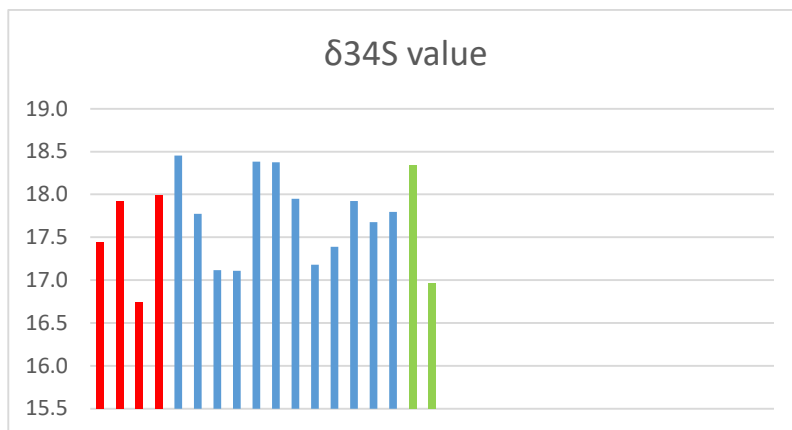
برای کانه پیریت ۱۷‰ و برای گالن ۱۸/۳‰، در بخش لایه‌ای برای کانه پیریت بین ۱۷/۴‰ تا ۱۷/۹‰ و برای گالن ۱۶/۷‰ و در بخش توده‌ای برای پیریت بین ۱۷/۴‰ تا ۱۸/۵‰ و برای گالن بین ۱۷/۱‰ تا ۱۷/۲‰ را نشان می‌دهند.

جدول ۵-۵ فراوانی و مقادیر ایزوتوپی گوگرد در رخساره‌های کانسنگ

Sample	Ore Facies	mineral	$\delta^{34}\text{S}$ value‰
HA-3	laminated	Py	17.4
HA-5	laminated	Py	17.9
HA-11	laminated	Gn	16.7
HA-14	laminated	Py, Gn	18.0
HA-1	massive	Py	18.5
HA-2	massive	Py	17.8
HA-4	massive	Gn	17.1
HA-6	massive	Gn	17.1
HA-9	massive	Py	18.4
HA-10	massive	Py	18.4
HA-12	massive	Py	17.9
HA-13	massive	Gn	17.2
HA-15	massive	Py	17.4
HA-16	massive	Py, Gn	17.9
HA-17	massive	Py	17.7
HA-18	massive	Py	17.8
HA-7	stringer	Py	18.3
HA-8	stringer	Gn	17.0



شکل ۵-۱۴ نمودار فراوانی و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانه‌های گالن و پیریت.



شکل ۵-۱۵ نمودار فراوانی مقادیر ایزوتوپی گوگرد در رخساره‌های مختلف: قرمز لایه‌ای، آبی: توده‌ای و سبز: استرینگر. براساس ایزوتوپ گوگرد $\delta^{34}S$ در محلول گرمابی ماگمایی می‌توان منشأ آن را مورد بررسی قرارداد. براساس Franklin et al, (2005) گوگرد در نهشته‌های سولفیدی به‌طور کلی از شستشوی توالی کمرباین و احیای سولفات آب دریا توسط فعالیت‌های زیستی و آلی و یا به‌صورت غیر زیستی منشأ می‌گیرد. مقادیر $\delta^{34}S$ بیشتر از مقداری است که بتواند از ماگما منشأ گرفته باشد در نتیجه این منشأ برای گوگرد موجود در سیال کانه‌ساز غیرمحمول است.؛ بنابراین منبع نهایی گوگرد، سولفات منشأ گرفته از رسوبات قدیمی و آب‌های فسیل است. ترکیبات ایزوتوپی گوگرد سولفات آب دریا در کامبرین پایینی براساس منحنی Claypool et al, (1980) و Bottrell & Newton, (2006) تغییراتی در محدوده +۳۰ تا +۳۵‰ و در پرکامبرین پسین تغییراتی در محدوده ۱۶‰ تا ۱۸‰ دارد. تبدیل سولفات از آب به سولفید توسط احیای باکتریایی سولفات (BSR) یا احیای ترموشیمیایی سولفات (TSR) انجام می‌شود (Ohmoto et al., 1990). این تبدیل تا حد زیادی به دما بستگی دارد به صورتی که با افزایش دما فرایند تجزیه و تبدیل کند می‌شود. کانسار هفتر بر اساس کانی‌شناسی و ژئوشیمی روی پهنه استرینگر واقع شده است. وجود دگرسانی سریسیتی در مجاورت استرینگر شاهدهی بر دمای بالا در این بخش از کانه‌سازی سیال است. درعین حال معمولاً پهنه‌بندی توسط پالایش پهنه‌ای در رخساره توده‌ای کنترل می‌شود (Goodfellow & Lydon, 2007). مقادیر $\delta^{34}S$ در رخساره لایه‌ای و توده‌ای بسیار نزدیک به هم است این تفاوت کم نشان‌دهنده شرایط دمایی مناسب حوضه برای احیای باکتریایی سولفات آب دریا (BSR) است. اگر دمای سیال کانه‌ساز کمتر از ۱۵۰ درجه باشد فرآیندهای

میکروبی و باکتریایی می‌توانند نقش مهمی در احیای سولفات آب دریا داشته باشند (Southam & Saunders, 2005). با توجه به عدم مشاهده کانه کالکوپیریت در رخساره توده‌ای و لایه‌ای و همچنین وجود پیریت‌های خود شکل و کلوفرمی می‌توان گفت که دمای سیال کانه‌ساز کمتر از ۲۲۰ درجه (دمای تشکیل کالکوپیریت) بوده است و در نتیجه شرایط برای احیای باکتریایی سولفات آب دریا در رخساره توده‌ای و لایه‌ای فراهم بوده است. اگرچه پیریت فرامبوئیدال بعضاً توسط فرآیندهای بیوژنیک تشکیل می‌شود (Prol-Ledesma et al., 2010)، اما پیریت‌های لامینه، خود شکل و فرامبوئیدال معمولاً با رسوب زیستی مرتبط هستند (Alfonso et al., 2005). احیای زیستی سولفات به‌عنوان یک فرآیند شناخته‌شده نقش مهمی در تشکیل کانسارهای SEDEX ایفا می‌کند (Southam & Saunders, 2005). پیریت‌های خود شکل موجود در رخساره توده‌ای به‌وسیله گالن و اسفالریت با مقادیر $\delta^{34}S$ بین ۱۶/۷‰ تا ۱۷/۸‰ جانشین می‌شوند. این مقادیر ایزوتوپی پایین از سولفیدهای ثانویه را نمی‌توان به احیای باکتریایی سولفات ارتباط داد و حداقل در این قسمت احیای ترموشیمیایی سولفات‌ها در شکل‌گیری این سولفیدها مؤثر است.

مقدار $\delta^{34}S$ تبخیری‌های دریایی، منعکس‌کننده ترکیب ایزوتوپی سولفات محلول در آب اقیانوس در زمان تشکیل است. چون تفریق بین کانی‌های سولفات و سولفات محلول نزدیک به صفر است، تشکیل و از بین رفتن تبخیری‌ها بر روی مقدار $\delta^{34}S$ آب دریا تأثیری ندارد، در مقابل تفریق زیاد بین سولفات محلول و کانی‌های سولفیدی باکتریایی نشان می‌دهد که تولید و یا تجزیه سولفیدها بر روی $\delta^{34}S$ آب اقیانوس تأثیر زیادی خواهد داشت. در دوره‌هایی که هوازدگی شدید رسوبات رسی مخصوصاً شیل رخ داده است، مقدار $\delta^{34}S$ اقیانوس‌ها کاهش یافته، درحالی‌که طی دوره‌هایی که احیای باکتریایی سولفات شدید بوده جذب ترجیحی ^{32}S (توسط سولفیدها از منشأ زیستی) صورت گرفته و در نتیجه $\delta^{34}S$ آب دریا افزایش یافته است.

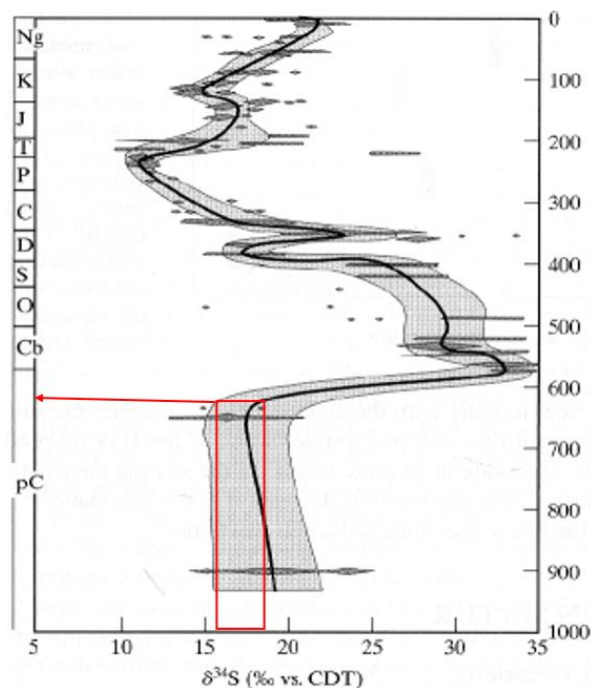
منحنی فراگیر مقادیر $\delta^{34}S$ سولفات‌ها در شکل ۵-۱۶ نشان داده شده است. مقادیر $\delta^{34}S$ از حدود

کمتر از ۱۰٪ تا بیش از ۳۵٪ است. تغییرات عمده در این منحنی فراگیر را می‌توان براساس اضافه شدن گوگرد احیایی و یا حذف آن از آب اقیانوس‌ها توجیه کرد. ورود سولفات موجود در تبخیری‌های قدیمی که دارای ترکیب $\delta^{34}\text{S}$ متفاوتی با اقیانوس‌ها بوده است (برای مثال سولفات با $\delta^{34}\text{S}$ برابر با ۳۵٪ وارد اقیانوسی با $\delta^{34}\text{S}$ برابر با ۱۰٪ می‌شده است) تأثیر قابل‌ملاحظه و قابل‌اندازه‌گیری داشته است.

- در دوره‌هایی با فعالیت‌های زیستی بالا (توسط باکتری‌های احیاکننده سولفات‌ها)، به علت خارج شدن گوگرد فقیر از ^{34}S به‌صورت سولفیدهای رسوبی، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ اقیانوس‌ها اضافه می‌شود. شرایط جغرافیایی دیرینه مناسب که شامل دریا‌های کم‌عمق وسیع و بالا بودن مقدار مواد آلی است برای نهشت گسترده سولفید ضروری هستند. در دوره‌هایی با مقدار $\delta^{34}\text{S}$ بالا (پرکامبرین پسین - کامبرین پایینی) رسوبات گسترده غنی از کربن نیز فراوان هستند.
- هوازدگی شدید موجب کاهش $\delta^{34}\text{S}$ آب اقیانوس می‌گردد. تبخیری‌های با مقدار $\delta^{34}\text{S}$ پایین که حاصل فرسایش سریع شیل‌ها هستند، در دوره‌های شدید فعالیت‌های زیستی ایجاد می‌شوند. مثال این مورد عبور از دوره دونین به پرمین است که با کوهزایی واریسکن همراه بوده است.

در سیستم‌های هیدروترمال پشته‌های میان اقیانوسی سولفیدها می‌تواند از منابع زیر حاصل شوند:

۱. شستشو از سنگ‌های قاره‌ای شامل سنگ‌های آذرین و رسوبی
۲. احیای ترموشیمیایی سولفات آب دریایی به دلیل واکنش با سیلیکات‌های آهنی و اکسیدها
۳. اشباع مواد معدنی سولفیدی در رسوبات که توسط احیایی باکتریایی حاصل می‌شود.



شکل ۵-۱۶ تغییرات فراگیر در $\delta^{34}\text{S}$ تبخیری‌ها و موقعیت نمونه‌های آنالیز شده کانسار هفتهر (علامت فلش)

برگرفته از (Claypool et al, 1983).

تشکیل بسیاری از کانسارهای SEDEX در مکان‌های مختلف با دوره‌های زمین‌شناسی بی‌هوازی نزدیک سطح آب همراه بوده است (Goodfellow et al., 2007). رسوب‌گذاری شیل و ماسه‌سنگ‌های سیاه غنی از مواد آلی حوضه چاه‌میر-زریگان، رخساره لایه‌ای با مقادیر بالای $\delta^{34}\text{S}$ در رخساره لایه‌ای کانسار کوشک و مقادیر بالای وانادیوم و اورانیوم ماسه‌سنگ میزبان در شرایط رسوب‌گذاری بی‌هوازی شکل گرفته‌اند (Rajabi et al., 2008).

بنا به نظر Solomon et al, (2004) در برخی از ذخایر سولفیدی مقدار $\delta^{34}\text{S}$ از پایین به سمت بالا کاهش می‌یابد. در نتیجه با توجه به این که نمونه‌های سولفیدی رخساره‌های مختلف از بالاترین بخش سولفیدی برداشت شده (به دلیل عدم دسترسی به قسمت‌های پایینی بخش سولفیدی که در عمق قرار دارد) و به علت بافت توده‌ای و متراکم سولفیدها در رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای کانسار هفتهر امکان جداسازی کامل کانه‌های سولفیدی از یکدیگر میسر نبود، نمونه‌ها تا حدی همگن شده‌اند، بنابراین تغییرات مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ محدود است.

با توجه به شواهد و داده‌های موجود، منشأ گوگرد موردنیاز برای تشکیل کانه‌های سولفیدی در کانسار

هفته‌ها را می‌توان به رسوبات و آب‌های فسیل پرکامبرین پسین نسبت داد که در نتیجه حرکت سیال روبه بالا از این رسوبات منشأ گرفته و پس از رسیدن به بخش‌های بالاتر و سنگ میزبان شیلی و کربن‌دار در نتیجه احیای باکتریایی سولفات آب‌های قدیمی (BSR) گوگرد مورد نیاز برای تشکیل کانسار در این شیل‌ها رسوب کرده است.

فصل ششم

بحث، نتیجه‌گیری، الگوی تشکیل و

پیشنهادهای

۶-۱- مقدمه

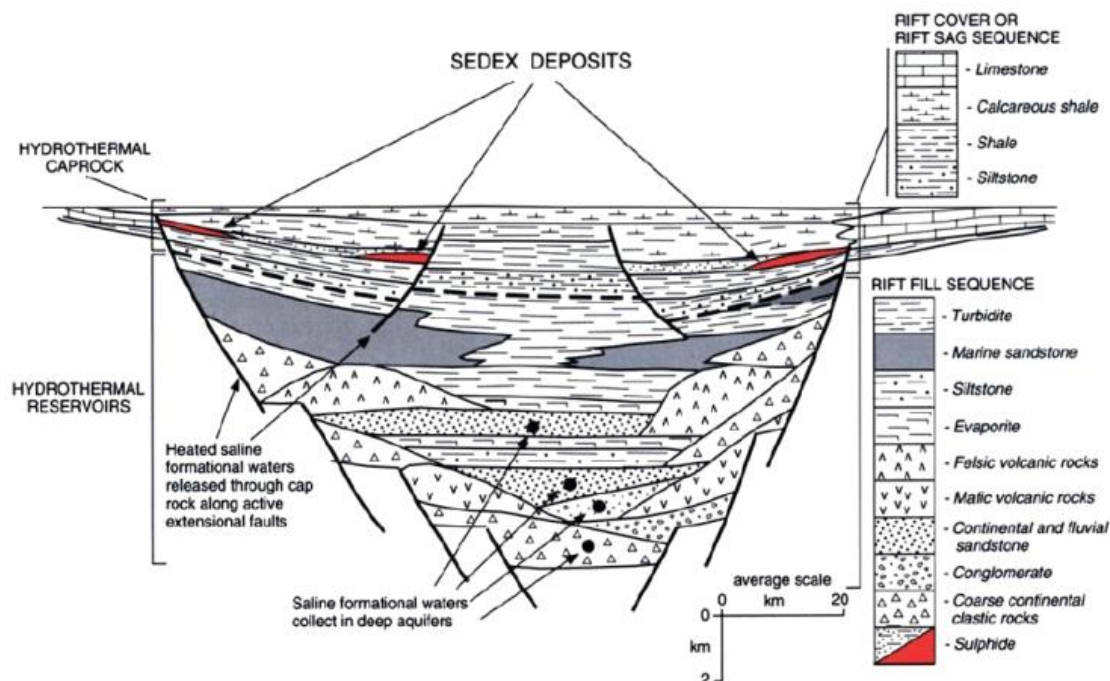
در این فصل با توجه به نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی شامل پتروگرافی و کانی‌شناسی و همچنین داده‌های حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی گوگرد، یک مدل و الگوی تشکیل برای کانه‌زایی در این محدوده ارائه و سپس با تیپ‌های کانه‌زایی مشابه در ایران و جهان مقایسه شده است. همچنین توضیح مختصری در مورد انواع کانسارهای SEDEX و جایگاه تکتونیکی داده شده است. در پایان این فصل نیز پیشنهاداتی جهت اکتشاف و تحقیقات بعدی ارائه شده است.

۶-۲- توضیحاتی در مورد شواهد به دست آمده در محدوده هفتهر

۶-۲-۱- محیط زمین‌شناسی تهنشست و سنگ میزبان

محیط تشکیل معمول برای تشکیل نهشته‌های SEDEX، یک حوضه ریفتی دریایی همراه با ضخامت بین ۲ تا ۵ کیلومتر شامل ذرات نفوذپذیر دانه‌درشت و ذرات آواری - آتش‌فشانی است که هم‌زمان با فاز ریفتی تشکیل و در حوضه انباشته شده‌اند (Rift fill- sequence) و نهایتاً به وسیله یک کلاک از جنس شیل‌های حوضه‌ای و یا کربناتی (Rift cover) پوشیده شده‌اند (شکل ۶-۱). منشأ گوگرد، معمولاً سنگ‌های رسوبی - آواری هم‌زمان با ریفت هستند. محل مناسب و ایده‌آل برای نهشت فلزات، به‌منظور تشکیل کانسار، یک محیط احيایی همراه با یک ذخیره کافی از H_2S باکتریایی در ستون آزاد اطراف پهنه تغذیه‌کننده است (Feeder zone). ارتباط فرایندهای ماگمایی برای همه کانسارهای SEDEX مشخص شده نیست، اما سنگ‌های آتش‌فشانی مافیک و دایک‌ها، هم از نظر زمانی و هم مکانی با خیلی از نهشته‌های SEDEX مرتبط هستند (Goodfellow & Lydon, 2007).

سنگ‌های توالی میزبان کانه‌زایی در محدوده هفتهر شامل توالی رسوبی کامبرین پایینی - میانی از



شکل ۱-۶ توالی سنگ‌های میزبان در کانسارهای SEDEX (Lydon, 1996).

پایین به بالا به صورت زیر است:

۱. سازند هشتم (معادل سازند درین) در محدوده مطالعاتی هفتر شامل شیل‌های سبز و

سیاه، ماسه‌سنگ، کوارتزیت و دایک دیابازی به سن کامبرین پایینی است.

۲. سازند آهکی و دولومیتی عقدا (معادل عضو بالایی سازند سلطانیه) روی سازند هشتم

واقع شده است و دارای سن کامبرین پیشین-میانی است.

۳. سازند لالون شامل ماسه‌سنگ و شیل قرمز است که به صورت ناپیوسته با سن کامبرین

میانی روی سازند عقدا قرار گرفته است.

۴. کوارتزیت بالایی سازند لالون که می‌تواند بالاترین بخش سازند لالون یا بخش پایینی میلا

در نظر گرفته شود.

۵. سازند میلا شامل دولومیت، آهک (ریزبلور و درشت‌بلور)، ماسه‌سنگ کوارتزی و آهک

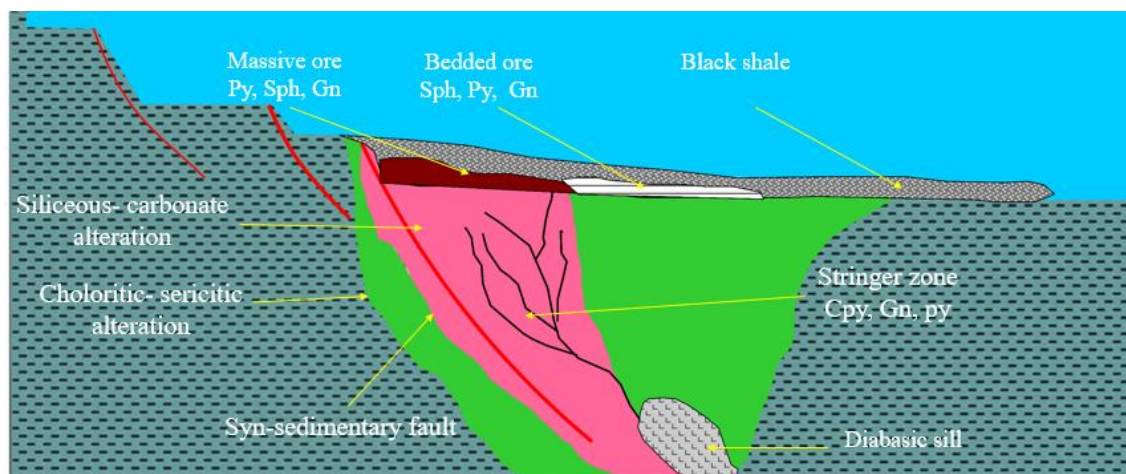
میکرایتی به سن کامبرین میانی تا پسین است (ارجاع به شکل ۱-۳).

توالی سنگ میزبان کانسار هفتر و ویژگی‌های حوضه تشکیل آن با کانسارهای SEDEX همخوانی

دارد و با توالی‌های مشاهده شده در سایر کانسارهای SEDEX مشابه است به صورتی که بخش شیلی دولومیتی و شیل سیاه سازند هشتم معادل قسمت پرکننده ریفت (Rift fill sequence) و سازندهای عقدا، لالون و میلا معادل بخش پوششی ریفت (Rift cover) در توالی میزبان کانسارهای SEDEX است. واحدهای سنگی میزبان کانه‌زایی، سنگ میزبان و سن کانه‌زایی در کانسار هفتهر شباهت زیادی با کانسارهای Tom و Jason نشان می‌دهد (Goodfellow, 2004).

۶-۲-۲- ساخت، بافت و رخساره‌های کانه‌دار

براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده در محدوده هفتهر می‌توان رخساره‌های استرینگر، توده‌ای (مجموعه دهانه‌ای)، لایه‌ای و برشی را از یکدیگر متمایز نمود که رخساره برشی تنها در مغزه حفاری قابل‌مشاهده است. رخساره‌های ذکرشده از رخساره‌های معمول در کانسارهای SEDEX هستند (Rajabi et al., 2012) (ارجاع به شکل ۳-۸). بر اساس مطالعات صحرایی می‌توان گفت که ساخت کلی کانسار به‌صورت توده‌ای و لایه‌ای است که در بیشتر نمونه‌های کانسنگ قابل‌مشاهده است. دگرشکلی و چین‌خوردگی‌های مربوط به فعالیت تکتونیکی بعد از تشکیل کانسار نیز در محدوده قابل‌مشاهده است. بافت‌های اصلی مشاهده شده در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی مطالعه شده شامل: بافت‌های توده‌ای، لامینه، جانشینی، برشی و دانه پراکنده است، که این بافت‌ها در سایر کانسارهای SEDEX توسط سایر محققین نیز تشخیص داده‌شده است (Rajabi et al., 2012, Goodfellow, 2007 & Large et al., 2005). بافت‌های ناشی از دگرگونی و دگرشکلی که مربوط به پس از تشکیل کانسار هستند شامل: بافت بودیناز، شکافه‌پرکن و ریز چین‌خوردگی است که این رخساره‌ها و بافت‌های مشاهده شده در کانسار هفتهر در کانسارهای چاه‌میر (رجبی و همکاران، ۱۳۹۰) و Sullivan (Lydon, 2004) نیز مشاهده شده است و شباهت زیادی دارد.



شکل ۲-۶ رخساره‌های کانسنگ و کانه‌های معمول در هر رخساره و پهنه‌های دگرسانی.

۳-۲-۶- کانی‌شناسی

در بیشتر کانسارهای SEDEX کانه سولفیدی غالب پیریت است، البته در برخی کانسارها مانند Sullivan & Mt. Isa پیرویت غالب است. کانه‌های اقتصادی مهم در این نوع کانسارها گالن و اسفالریت است گرچه در برخی از کانسارها کالکوپیریت نیز جزء کانه‌های اقتصادی محسوب می‌شود (Rammelsberg ore deposit, Hannak, 1981). هم‌زمان با تغییر شرایط فیزیکی- شیمیایی سیال، کانی‌شناسی کانسارهای SEDEX تغییر می‌کند. کانه‌های اصلی مشاهده شده در رخساره‌های سولفیدی کانسار هفت‌تار عبارت‌اند از: اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت. کانه‌های تشکیل شده در پهنه سوپرژن نیز عبارت‌اند از گوتیت، همتایت، اسمیت‌زونیت، سروزیت و کانی‌های رسی. کانی‌های کلسیت و کوارتز نیز به‌عنوان باطله محسوب می‌شوند. رخساره استرینگر دارای مقدار کمی کالکوپیریت، پیریت، گالن و اسفالریت است و رخساره‌های کانسنگ توده‌ای و لایه‌ای عمدتاً شامل اسفالریت، پیریت و به مقدار کمتر گالن است (شکل ۴-۷). بافت جانشینی گالن و اسفالریت به‌جای پیریت در رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای و کالکوپیریت به‌جای پیریت در رخساره استرینگر در نتیجه فرآیند پالایش پهنه‌ای (Zone refining) رخ داده و از رخساره‌های معمول در کانسارهای تیپ SEDEX است.

۴-۲-۶- دگرسانی و پهنه‌های دگرسانی

دگرسانی گسترده معمول در کانسارهای SEDEX دگرسانی کلریتی و پس از آن دگرسانی سیلیسی-کربناتی است. در کانسار هفت‌ه‌بر اساس مطالعات انجام‌شده بخش اصلی دگرسانی که در مجاورت رخساره استرینگر رخ داده است و به سمت رخساره لایه‌ای از شدت آن کاسته می‌شود دگرسانی کلریتی است. این دگرسانی در محدوده معدنی موجب شکل‌گیری دگرسانی‌های مختلفی در سنگ درون‌گیر ماده معدنی شده است. پس از دگرسانی کلریتی، دگرسانی سیلیسی یکی از متداول‌ترین دگرسانی‌های گرمایی است که در نتیجه افزایش کوارتز (اوپال و کلسدون) در سیال تشکیل می‌شود (Pirajno, 2009). دگرسانی سیلیسی-کربناتی نیز در محدوده هفت‌ه مشاهده شده است، که این دگرسانی‌ها از دگرسانی‌های معمول و مشاهده شده در سایر کانسارهای SEDEX است (رجبی و همکاران، ۱۳۹۰). دگرسانی کربناتی در کانسار هفت‌ه مانند کانسارهای Selwyn نوع SEDEX (Leach et al., 2005) حدفصل بین کانسنگ توده‌ای و لایه‌ای تشکیل شده است. سیلیسی شدن و کربناتی شدن از عمده‌ترین دگرسانی‌های گرمایی در کانسارهای روی-سرب SEDEX هستند (Goodfellow & Lydon, 1996; Goodfellow, 2004; Lydon, 2005). (شکل ۴-۶).

۵-۲-۶- محیط تکتونیکی تشکیل کانسار هفت‌ه

معمول‌ترین حوضه برای تشکیل کانسارهای SEDEX حوضه ریفتی اقیانوسی همراه با ضخامتی کمتر از ۲-۵ کیلومتر ذرات نفوذپذیر درشت‌دانه آواری و یا آتشفشانی است که هم‌زمان با فاز ریفت تشکیل می‌شوند و توسط یک کلاهک نفوذناپذیر از شیل‌های حوضه‌ای و یا کربنات پوشیده می‌شوند. معمولاً سنگ‌های رسوبی-آواری هم‌زمان با ریفت منشأ سولفید هستند. محل ته‌نشست مناسب برای تشکیل کانسار شامل یک محیط احیایی همراه با مقدار کافی H_2S ناشی از احیای باکتریایی در ستون آبی اطراف Feeder Zone است. در مورد ارتباط مستقیم ماگماتیسم برای نهشته‌های SEDEX اشاره مستقیم صورت نگرفته است ولی سنگ‌های آتشفشانی مافیک و دایک‌ها، هم از نظر زمانی و هم مکانی

با تعداد زیادی از کانسارهای سدکس مرتبط هستند (Goodfellow & Lydon, 2007). براساس نمودارهای تابع تمایزی ماسه-سنگ (Bhatia et al., 1983) و نمودار دومتغیره تمایزی ماسه-سنگها (Bhatia et al., 1986) و همچنین نمودارهای تمایزی ماسه-سنگ- گلسنگ (Roser & Korsch, 1986) محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای به‌عنوان محیط تشکیل توالی سنگ میزبان کانه‌زایی در محدوده هفت‌هر در نظر گرفته‌شده است، و براساس دیاگرام‌های محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین و نفوذی محیط تکتونیکی تشکیل کانسار جزایر قوسی است. از نظر محیط تکتونیکی تشکیل کانسار هفت‌هر با کانسارهای چاه‌زرد (مرمزی و همکاران، ۱۳۹۵) و چاه‌میر (رجبی و همکاران، ۱۳۹۰) مشابه است (شکل ۶-۵).

۶-۲-۶ ژئوشیمی سنگ دربرگیرنده، کانسنگ و پهنه‌بندی فلزی

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های کانسار هفت‌هر، منشأ سنگ میزبان کانه‌زایی (شیل و ماسه-سنگ) به احتمال زیاد گرانودیوریتی است. بر اساس نمودارها تهی‌شدگی و غنی‌شدگی می‌توان گفت که عناصر Ba, Ag, Cu و Sr در رخساره توده‌ای و As, Sb, Cd در رخساره لایه‌ای غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در جهت تغییر از رخساره توده‌ای به لایه غنی‌شدگی عناصر As, Cd, Zn و Sb قابل‌مشاهده است. این تغییر و پهنه‌بندی فلزی که شامل غنی‌شدگی Cu در خساره استرینگر و توده‌ای و غنی‌شدگی Pb در رخساره توده‌ای و از طرفی غنی‌شدگی Zn در رخساره لایه‌ای است از ویژگی‌های شاخص کانسارهای SEDEX است. تغییرات عناصر کمیاب در هر سه رخساره نسبت به سنگ میزبان مورد مطالعه قرار گرفت که بر این اساس عناصر Ag, As, Cd, Cu, Pb, Zn در هر سه کانسنگ سولفیدی برشی، توده‌ای و لایه‌ای نسبت به سنگ میزبان غنی‌شدگی و عنصر Sr در هر سه رخساره تهی‌شدگی نشان می‌دهد. عنصر Ba تنها در رخساره توده‌ای غنی‌شدگی نشان می‌دهد. براساس جدول ضریب همبستگی پیرسون عناصر Ag, Zn, Sb, S, Cd و Pb نسبت به هم ضریب همبستگی مثبت و مجموع این عناصر با Ba ضریب همبستگی منفی از خود نشان می‌دهند. Cu و Pb

هستگی منفی از خود نشان می‌دهند که به دلیل تفاوت در دمای پایداری کالکوپیریت و گالن است و در قسمت‌های غنی از گالن اغلب کالکوپیریت مشاهده نمی‌شود. در شکل ۶-۴ موقعیت انواع رخساره‌های کانه‌دار کانسارهای SEDEX آورده شده است (Lydon, 2004). تغییرات عناصر در رخساره‌های مختلف کانسار هفت‌ه‌شبه با کانسارهای Megan و Ramelsberge نشان می‌دهد (Large et al., 2004 & Cooke et al., 2000).

۶-۲-۷- منشأ گوگرد سیال کانه‌ساز

براساس مطالعات صورت گرفته بر روی ایزوتوپ گوگرد $\delta^{34}S$ نمونه‌های کانسنگ سولفیدی مقادیر $\delta^{34}S$ برای کانه‌های سولفیدی برداشت‌شده از رخساره لایه‌ای تغییراتی در محدوده ۱۷٪ تا ۱۸/۳٪ و در رخساره توده‌ای (مجموعه دهانه‌ای) تغییرات در محدوده ۱۷/۱٪ تا ۱۸/۵٪ را نشان می‌دهند به صورتی که این مقادیر در پهنه استرینگر برای کانه پیریت ۱۷٪ و برای گالن ۱۸/۳٪، در بخش لایه‌ای برای کانه پیریت بین ۱۷/۴٪ تا ۱۷/۹٪ و برای گالن ۱۶/۷٪ و در بخش توده‌ای برای پیریت بین ۱۷/۴٪ تا ۱۸/۵٪ و برای گالن بین ۱۷/۱٪ تا ۱۷/۲٪ را نشان می‌دهند. تبدیل سولفات آب دریا به سولفید توسط احیای باکتریایی سولفات (BSR) یا احیای ترموشیمیایی سولفات (TSR) انجام می‌شود. این تبدیل تا حد زیادی به دما بستگی دارد به صورتی که با افزایش دما فرایند تجزیه و تبدیل کند می‌شود. کانسار هفت‌ه‌شبه بر اساس کانی‌شناسی و ژئوشیمی روی پهنه استرینگر واقع شده است. وجود دگرسانی سریسیتی در مجاورت استرینگر شاهی بر دمای بالا در این بخش از کانه‌سازی سیال است. درعین حال معمولاً پهنه‌بندی توسط پالایش پهنه‌ای در رخساره توده‌ای کنترل می‌شود. مقادیر $\delta^{34}S$ در رخساره لایه‌ای و توده‌ای بسیار نزدیک به هم است این تفاوت کم نشان‌دهنده شرایط دمایی مناسب حوضه برای احیای باکتریایی سولفات آب دریا (BSR) است. اگر دمای سیال کانه‌ساز کمتر از ۱۵۰ درجه باشد فرآیندهای میکروبی و باکتریایی می‌توانند نقش مهمی در احیای سولفات آب دریا داشته باشند. با توجه به عدم مشاهده کانه کالکوپیریت در رخساره توده‌ای و لایه‌ای و

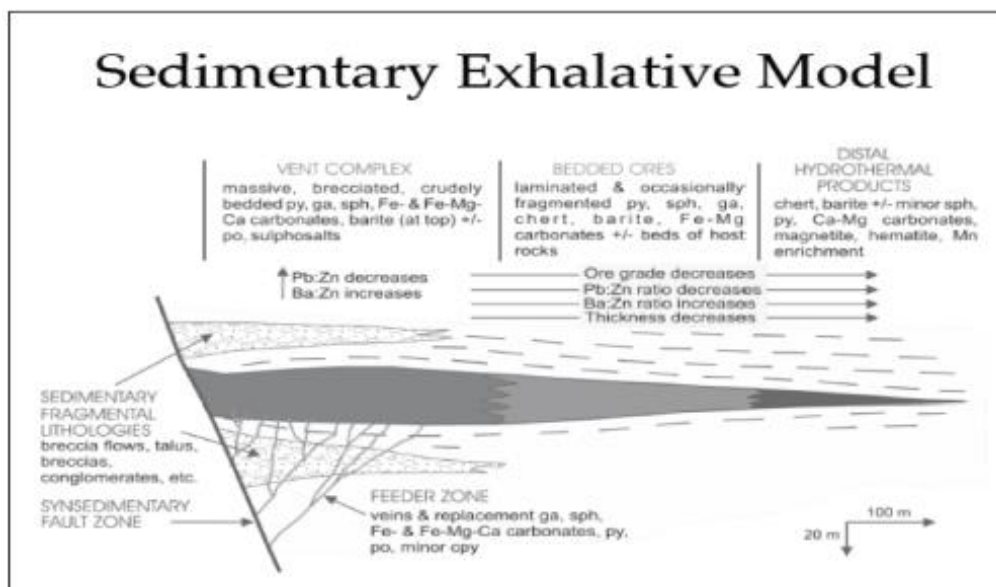
همچنین وجود پیریت‌های خود شکل و کلوفرمی می‌توان گفت که دمای سیال کانه‌ساز کمتر از ۲۲۰ درجه (دمای تشکیل کالکوپیریت) بوده است و در نتیجه شرایط برای احیای باکتریایی سولفات آب دریا در رخساره توده‌ای و لایه‌ای فراهم بوده است.

در برخی از ذخایر سولفیدی مقدار $\delta^{34}S$ از پایین به سمت بالا کاهش می‌یابد. در نتیجه با توجه به این که نمونه‌های سولفیدی رخساره‌های مختلف از بالاترین بخش سولفیدی برداشت شده (به دلیل عدم دسترسی به قسمت‌های پایینی بخش سولفیدی که در عمق قرار دارد) و به علت بافت توده‌ای و متراکم سولفیدها در رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای کانسار هفترامکان جداسازی کامل کانه‌های سولفیدی از یکدیگر میسر نبود و نمونه‌ها تا حدی همگن شده‌اند، تغییرات مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}S$ محدود است. با توجه به شواهد و داده‌های موجود گوگرد مورد نیاز سیال در رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای توسط احیای باکتریایی سولفات آب دریا (BSR) در پرکامبرین پسین تأمین شده است.

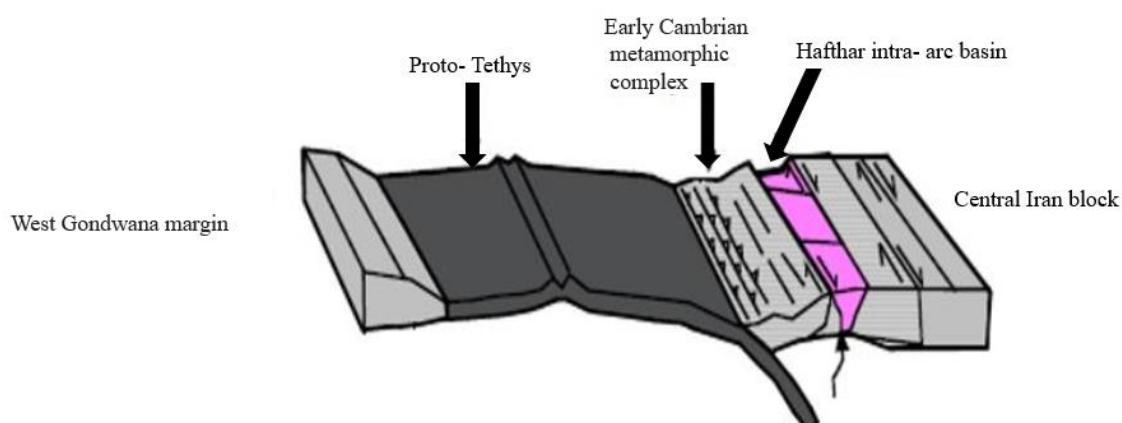
۶-۲-۸- الگوی تشکیل کانسار هفتر و شرایط فیزیکی - شیمیایی سیال کانه‌ساز

شرایط تشکیل کانسار هفتر را می‌توان به صورت زیر توصیف نمود:

در پرکامبرین پسین - کامبرین پایینی پوسته ایران مرکزی تحت تأثیر فرآیندهای زمین‌ساخت کشتی در محیط تکتونیکی درون کمانی ناشی از فرو رانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طول حاشیه غربی گندوانا، ریف‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری گسترش پیدا کرده و توسط رسوبات آواری هم‌زمان با کافت پر شده است. در ادامه این فرآیند آب درون‌سازندی رسوبات به دلیل افزایش حرارت زمین‌گرمایی ناشی از وزن رسوبات بالایی و ریف خارج شده است و در نتیجه آن سیالات در بخش‌های نفوذپذیر توالی پرکننده کافت (Rift fill sequence) (شیل، دولومیت و شیل سیاه سازند هشتم) به گردش درمی‌آیند (Leach et al., 2005) و از طرفی آب دریایی فرورفته از طریق گسل‌های نرمال تشکیل شده در کافت همراه با آب درون‌سازندی، در این جریان همرفتی مشارکت داشته است.



شکل ۳-۶ رخساره‌های زمین‌شناسی کانساره‌های SEDEX (Lydon, 2004).



شکل ۴-۶ تصویر شماتیک محیط تکتونیکی تشکیل کانسار هفتهر.

شکستگی‌ها و گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری می‌تواند به‌عنوان راهی برای صعود و خروج سیالات کانه‌ساز عمل کنند و فعال بودن این گسل در طی فعالیت کانه‌سازی مهم‌ترین عامل صعود و ورود سیال به بستر دریا است (Canet et al., 2003, Goodfellow, 2005, Yang et al., 2006). وجود رگه- رگچه‌های سولفید موجود در Feeder Zone، به‌عنوان مجرای خروج سیال شناخته می‌شود (Lydon, 1996). سیال‌های گرمایی به درون رسوبات میزبان که هنوز متحمل دیاژنز نهایی نشده‌اند نفوذ کرده و در مراحل اولیه دیاژنز کانی‌های سولفیدی اولیه ایجاد و جانشین سنگ میزبان شیلی می‌شوند، در مرحله بعد به دلیل افزایش شوری و چگالی سیال در اثر ورود مداوم سیال و واکنش با

سنگ میزبان، سیال قبل از رسیدن به بستر دریا به صورت جانبی در واحدهای رسوبی میزبان حرکت کرده و باعث رخداد جانشینی گسترده در کانی‌های سولفیدی نهشته شده از قبل و سنگ میزبان شده و کانسنگ‌های توده‌ای و لایه‌ای را تشکیل می‌دهد (راستاد و همکاران، ۱۳۹۶). با توجه به وجود کانی کالکوپیریت در رخساره استرینگر کانسار هفتهر نیز می‌توان گفت که سیال عامل کانه‌زایی احیایی و اسیدی با دمای نسبتاً بالا و شوری متوسط بوده است و فلزات پایه را به صورت کمپلکس‌های بی سولفیدی حمل کرده است. این سیال گرم و غنی از فلز، از طریق شکستگی‌ها و گسل هم‌زمان با رسوب‌گذاری، به صورت سیال برون‌دم وارد سنگ میزبان شیلی شده و کانی‌های سولفیدی هم‌زمان با رسوب‌گذاری سنگ میزبان، به درون آن نفوذ کرده که موجب تشکیل پیریت‌های ریزدانه و همچنین گالن و اسفالریت ریزدانه به صورت لامینه و توده‌ای در کانسار هفتهر شده است. هم‌زمان با ته‌نشست نسل اول سولفیدها به صورت لامینه خروج سیالات برون‌دمی از دهانه برون‌دم همچنان ادامه دارد، و واکنش مداوم سیال با سنگ میزبان غنی از مواد آلی موجب افزایش چگالی سیال کانه‌دار شده است که سیال به محض خروج از مجرای برون‌دم درون رسوبات سنگ میزبان به صورت جانبی پیشرفت کرده است و رخداد فرآیند پالایش پهنه‌ای (Zone refining process) به همراه جانشینی گسترده سولفیدهای نسل اول موجب تشکیل رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای می‌شود (بویری کناری و همکاران، ۱۳۹۴). در نتیجه این فرایند، سیالات گرمابی جدید با لامینه‌های تشکیل‌شده در نتیجه فازهای اولیه برون‌دم و نیز سنگ میزبان کانه‌زایی واکنش می‌دهند (McIntyre, 1998)، و این واکنش و تزریق مداوم و پیوسته (پالایش)، موجب به هم‌ریختگی و برشی شدن سولفیدهای اولیه شده و در نتیجه این فرآیند تبلور و رشد سولفیدهای اولیه، جانشینی کانی‌های دماپایین با سولفیدهای دما بالا و دگرسانی سنگ میزبان می‌شود (مشاهده گالن و اسفالریت در اندازه‌های بزرگ در مقاطع میکروسکوپی نیز به همین دلیل است) (Lydon, 1996, Goodfellow, 2004). وقوع این فرآیند در محدوده مطالعاتی هفتهر، به همراه بالا آمدن سیالات گرمابی دما بالا و غنی از گالن، اسفالریت و سیلیس موجب جانشینی سنگ میزبان توسط سولفیدها به خصوص پیریت شده و در کنار آن موجب گسترش دگرسانی سیلیسی -

کربناتی و کلریتی نیز می‌شود.

نتیجه این فرایند تشکیل هم‌زمان رخساره توده‌ای و لایه‌ای هم‌زمان با دیاژنز سنگ میزبان شیلی است. تشکیل رخساره رگه- رگچه‌ای و رخساره لایه‌ای و منطقه‌بندی عناصر در کانسار هفت‌ه‌ر و تشکیل دگرسانی‌های مرتبط با فعالیت گرمایی، نشان می‌دهند که کانسار هفت‌ه‌ر از نوع Selwyn است. براساس شواهد موجود کانسار هفت‌ه‌ر پس از ته‌نشست سنگ میزبان و در اثر جانشینی سنگ میزبان توسط سولفیدها زیر بستر دریا تشکیل شده است (Sub sea floor).

۶-۳- مقایسه ویژگی‌های کانسار هفت‌ه‌ر با انواع کانسارهای SEDEX در

ایران و جهان

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده بر روی کانسارهای سولفید توده‌ای و مطالعه بر روی سنگ میزبان و نسبت سنگ‌های آذرین به رسوبی، این کانسارها توسط (Franklin et al, 1998) به شش دسته متفاوت تقسیم‌شده‌اند. بر این اساس، کانسارهای سولفید توده‌ای با میزبان رسوبی تحت عنوان کانسارهای SEDEX طبقه‌بندی می‌شوند. کانسارهای SEDEX، در رده‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای (Franklin et al., 2005)، از مجموعه ذخایر VMS جدا شده‌اند. کانسارهای SEDEX با میزبان شیل سیاه، سیلتستون، توربیدایت‌ها، کربنات، توف و به مقدار کمتر، ماسه‌سنگ (Leach et al., 2005, McGoldric & Large, 1998)، دارای کانه‌های اصلی سولفیدی گالن و اسفالریت (Lydon, 1996) بوده و در یک حوضه رسوبی در رژیم زمین‌ساخت کششی (Betts et al., 2006)، در نتیجه دمیده شدن سیال‌های گرمایی (شورابه‌های حوضه‌ای) زیردریایی تشکیل می‌شوند (Lydon, 1996, Goodfellow, 2007). نهشته‌های روی-سرب با میزبان رسوبی، در حاشیه فعال، پشت‌کمانی و ریفت قاره‌ای و در فروافتادگی قاره‌ای در اثر تشکیل ریفت رخ می‌دهند. این محیط‌های تکتونیکی در اکثر موارد به یکدیگر در حال تغییر هستند. این ذخایر هم‌زمان با دوره‌های حوادث بدون اکسیژن اقیانوسی‌ها (Oceanic Anoxic Events) بوده‌اند (Goodfellow, 2007). وجود سنگ‌های رسوبی شیل

و ماسه‌سنگ غنی از پیریت (تشکیل شرایط بدون اکسیژن)، موقعیت زمین‌ساخت کشتی، وجود گسل‌های هم‌زمان با تشکیل حوضه و برون‌دمش سیالات گرمابی غنی از فلز در بستر حوضه هفت‌هر، نشان‌دهنده فراهم بودن شرایط محیطی مناسب جهت تشکیل کانسارهای روی-سرب SEDEX در این حوضه در زمان کامبرین پایینی است. کانسارهای SEDEX شامل دو نوع Selwyn- Type و MCARTHURE- Type هستند، از طرفی بنا به نظر (Sangster, 2002)، کانسارهای SEDEX به دو گروه Vent Proximal (معادل Selwyn- Type) و Vent Distal (معادل MCARTHURE- Type) تقسیم می‌شوند. تفاوت اصلی بین این دو نوع از کانسارهای SEDEX، دور بودن کانسارهای نوع MCARTHURE از محل خروج سیال است، که در نتیجه آن منطقه بندی عنصری ضعیف نشان می‌دهند و از طرفی فاقد رخساره تغذیه‌کننده و دهانه‌ای هستند. اما کانسارهای نوع Selwyn به محل خروج سیال نزدیک هستند و در نتیجه در این نوع از کانسارهای SEDEX به‌طور معمول رخساره تغذیه‌کننده (Stringer Zone) و مجموعه دهانه‌ای تشکیل‌شده، که خود موجب فرآیند پالایش پهنه‌ای شده و منطقه بندی عمودی و افقی در این نوع از کانسارها مشاهده می‌شود (شکل ۶-۶). بر اساس طبقه‌بندی‌های بیان‌شده در بالا و وجود شواهد صحرایی و آزمایشگاهی مانند محیط زمین‌ساختی تشکیل (کافت حاشیه فعال قاره‌ای)، سنگ میزبان ماسه‌سنگ و شیل غنی از مواد آلی مرتبط با توالی رسوبی- آتش‌فشانی پرکامبرین پسین- کامبرین پایینی، کانی‌شناسی (گالن و اسفالریت به‌عنوان کانه‌های اصلی)، بافت و ساخت ماده معدنی و رخساره‌های کانه‌دار (رخساره استرینگر، توده‌ای و لایه‌ای)، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و همچنین مقایسه کانسار هفت‌هر با سایر کانسارهای مشابه در جهان (جدول ۶-۶) و ایران (کوشک (Rajabi et al., 2012)، چاه‌میر (رجبی و همکاران، ۱۳۹۰) و گل‌زرد (مرمزی و همکاران، ۱۳۹۵)) (جدول ۶-۲)، این کانسار را می‌توان جزء کانسارهای SEDEX نوع Selwyn- Type تشکیل‌شده زیر بستر دریا طبقه‌بندی کرد.

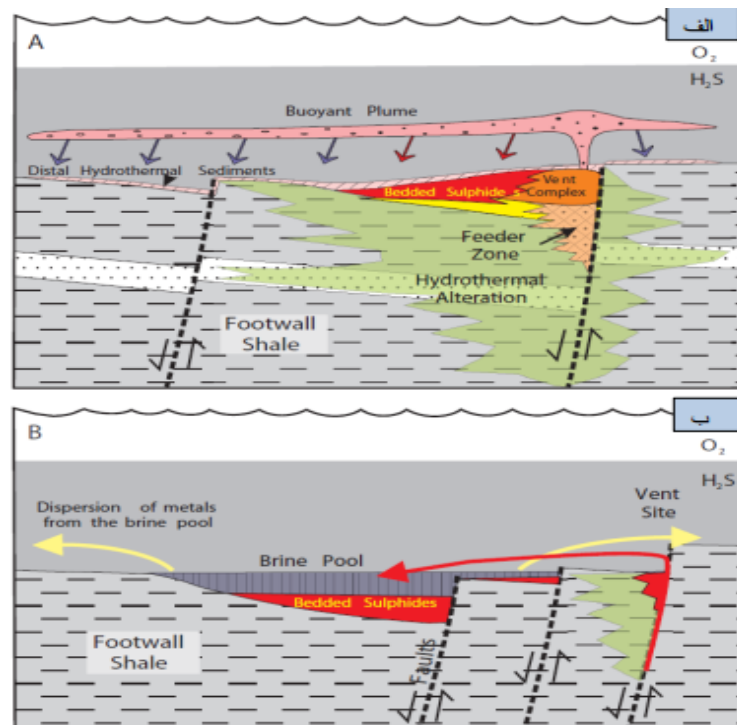
جدول ۶-۱ مقایسه کانسار هفت‌هر با انواع کانسارهای SEDEX.

Sedex deposits	Hafthar Zn- Pb Ore deposit	
----------------	----------------------------	--

Vent distal (McArthur-type)	Vent proximal (Selwyn-type)		ویژگی
زمین ساخت کشتی	زمین ساخت کشتی	زمین ساخت کشتی	محیط زمین ساختی
شیل سیاه، سیلتستون، توریدایت، توف	شیل سیاه، سیلتستون، سنگ بسیار دانه ریز، رسوبات توریدایتی	شیل سیاه، ماسه سنگ	سنگ میزبان
اغلب پروتوزوئیک	اغلب فانروزوئیک	کامبرین پایینی	سن کانه زایی
صفحه ای شکل، تابع توپوگرافی بستر حوضه	گوه ای شکل	گوه ای، رگه ای	شکل کانسار
لامینه، نواری، فرامبوئیدال	لامینه، نواری، فرامبوئیدال، توده ای، رگه-رگچه ای، جانشینی، برشی	رگه- رگچه ای، توده ای، لایه ای، برشی، دانه پراکنده، جانشینی	بافت و ساخت
پیریت، گالن، اسفالریت	پیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدریت و کمی کالکوپیریت	پیریت، گالن، اسفالریت، به ندرت کالکوپیریت	کانه های سولفیدی عمده
عدم وجود Vent Complex و Feeder Zone، تشکیل شده از چندین صفحه عدسی شکل	چینه کران و توده ناهمگون، کانسنگ لایه ای چینه سان، رخساره حاشیه ای، رخساره تغذیه کننده	تغذیه کننده، کانسنگ توده ای، کانسنگ لایه ای	انواع رخساره ها
بدون دگرسانی مرتبط با دهانه تغذیه کننده، دارای هاله گسترده از کربنات آهن و منگنز در حاشیه کانسار	حضور دگرسانی های مرتبط با مجرای برون دم (سیلیسی- کربناتی، سریسیتی و گاهی کلریتی)	حضور دگرسانی های مرتبط با مجرای برون دم (سیلیسی- کربناتی، سریسیتی، کلریتی)	دگرسانی
دارای منطقه بندی ضعیف، کاهش میزان Cu به سمت بالای کانسار	افزایش نسبت Zn/Pb به سمت بالای کانسار، کاهش Cu به سمت بالای کانسار،	افزایش نسبت Zn/Pb و کاهش Cu به سمت بالای کانسار	منطقه بندی فلزات پایه
غایب	معمول	-	حضور باریت
معمول	غایب	غایب	حضور پیروتیت
متوسط تا پایین (<200)	متوسط تا بالا (>200)	-	دما
بالا (بیشتر از ۱۵ درصد وزنی نمک طعام)	متوسط (تقریباً ۱۰ درصد وزنی نمک طعام)	-	شوری
, Anniv, Op, Century, Lady Loretta, Mt Isa	Tom, Jason, Sullivan, Megan, Ramelsberge		مثال
Goodfellow, 2004, Goodfellow & Lydon, 2005, Cooke et al., 2000, Sangster, 2002, Cooke, 2000	Goodfellow, 2004, Lydon, 1996, 2005, Goodfellow & Lydon, 2005, Cooke et al., 2000, Large et al., 2004	تحقیق حاضر	منبع

جدول ۶-۲ مقایسه کانسار هفتهر با کانسارهای SEDEX ایران.

کانسار هفتهر	کانسار چاهمیر	کانسار کوشک	کانسار گل‌زرد	
کامبرین پیشین- میانی	کامبرین پیشین	پرکامبرین پسین	ژوراسیک	سن
جزایر کمانی	کافت پشت کمانی	کافت پشت کمانی	جزایر کمانی قاره‌ای	محیط تکتونیکی
رگه- رگچه‌ای، کانسنگ توده‌ای، کانسنگ لایه‌ای	کانسنگ توده‌ای، رگه- رگچه‌ای، کانسنگ لایه‌ای و حاشیه‌ای	پهنه تغذیه‌کننده، کانسنگ توده‌ای، کانسنگ لایه‌ای، رخساره حاشیه‌ای	رگه- رگچه‌ای، لایه‌ای	رخساره
رگه- رگچه‌ای، توده‌ای، لایه‌ای، برشی، لامینه، دانه پراکنده، جانشینی	توده‌ای، جانشینی، رگه- رگچه‌ای، کلوform برشی، جانشینی، لایه‌ای	لامینه، کلوform، دانه پراکنده، فرامبوئیدال، توده- ای و رگه‌ای، جانشینی، برشی	رگه- رگچه‌ای، لایه‌ای تا عدسی، دانه پراکنده، هم رشدی، جانشینی	بافت و ساخت
سیلیسی- کربناتی، کلریتی، سریسیتی	سیلیسی- کربناتی، سریسیتی، کلریتی	کربناتی، سریسیتی	کلریتی، سیلیسی، کربناتی، سریسیتی	دگرسانی
پیریت، گالن، اسفالریت، به‌ندرت کالکوپیریت	پیریت، اسفالریت، گالن، تتراهدریت، مارکاسیت، کالکوپیریت	اسفالریت، پیریت، گالن، اسمیت‌زونیت، سروزیت	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت	کانه‌های اصلی
تحقیق حاضر	رجبی و همکاران، ۱۳۹۰	Rajabi et al., 2012	مرمضی و همکاران، ۱۳۹۵	منبع



شکل ۶-۵ انواع کانسارهای تیپ SEDEX (Goodfellow & Lydon, 2007) الف) کانسار تیپ Selwyn و ب)

۴-۶- بازسازی حوضه رسوبی تشکیل کانسار هفتر و مراحل تکوین آن

مراحل تکامل و تحول کانسار هفتر را به صورت زیر می توان شرح داد:

الف) ایجاد محیط کششی کمان قاره ای در زمان پرکامبرین پسین - کامبرین پایینی در پهنه ایران مرکزی در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای ایران در طول حاشیه غربی گندوانا، در این مرحله فعالیت گسل های همزمان با رسوب گذاری موجب صعود آب های بین سازندی از طریق این گسل ها می شود و از طرفی سبب فروافتادگی حوضه شده که در نتیجه آن رسوبات شیلی ته نشین شده اند (شکل ۶-۷ الف).

ب) در مرحله بعدی واحد شیلی ماسه سنگی (عمدتاً شیل سیاه)، در یک محیط احیایی تشکیل ته نشین شده است. سیل دیابازی سازند هشتم احتمالاً در این زمان سنگ میزبان کانه زایی را قطع کرده است. عملکرد این سیل دیابازی (کامبرین پایینی) به عنوان یک منشأ حرارتی بوده است، که حرارت لازم جهت شکل گیری سامانه گرمایی SEDEX در زمان کامبرین پایینی را فراهم کرده است.

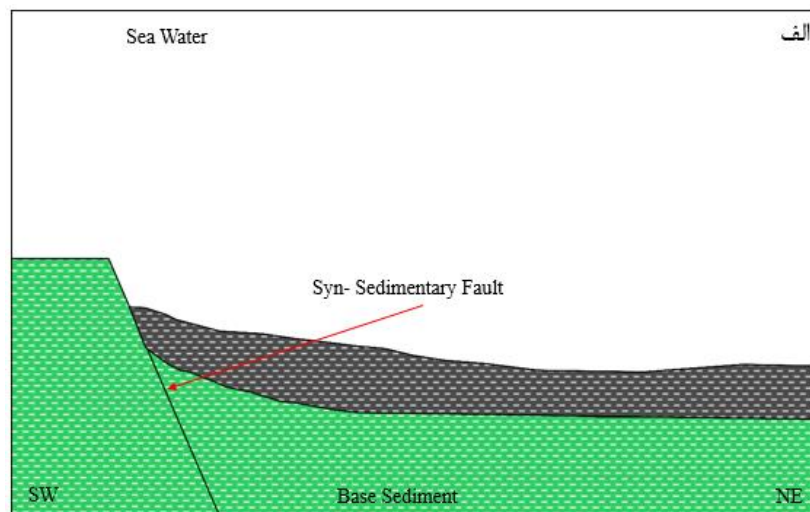
پ) در اثر نیروی وزن طبقات بالایی، و افزایش جریان حرارتی، سیال گرم شده و عناصر موجود در سنگ های مسیر خود را شسته و سامانه گرمایی فعال و فرآیند کانه زایی شروع شده و به درون رسوبات سخت نشده شیلی نفوذ کرده و سولفیدهای اولیه شکل می گیرد (بخش لایه ای و توده ای غنی از پیریت).

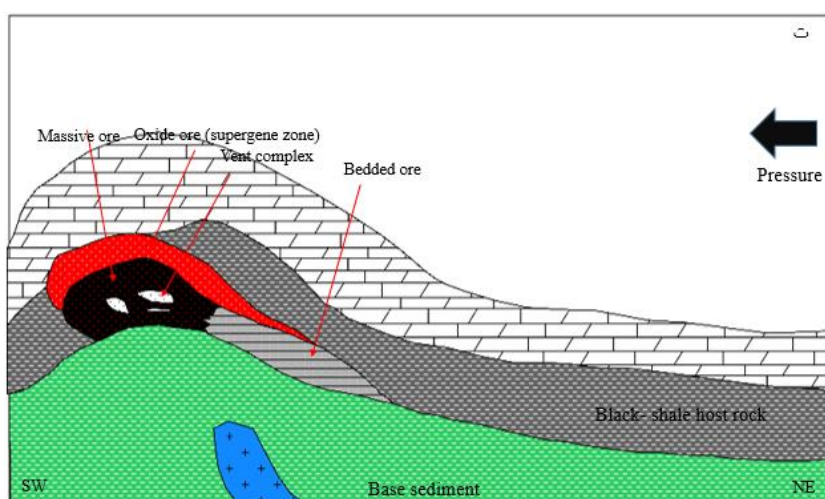
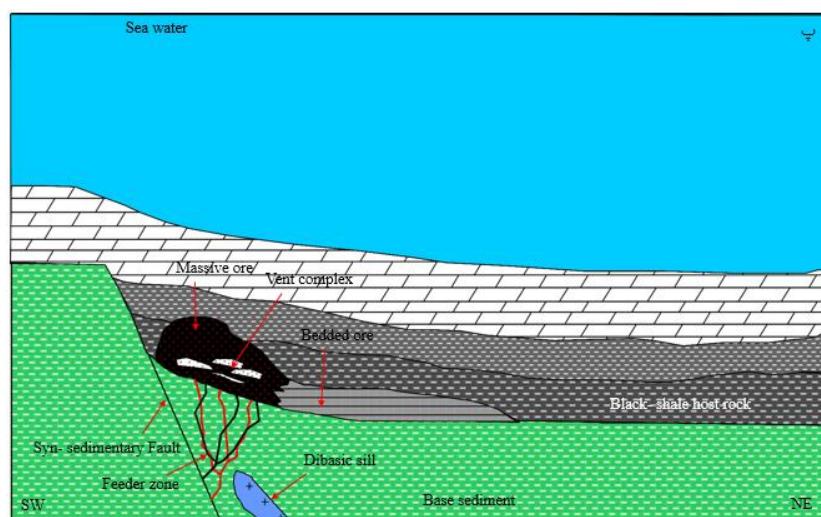
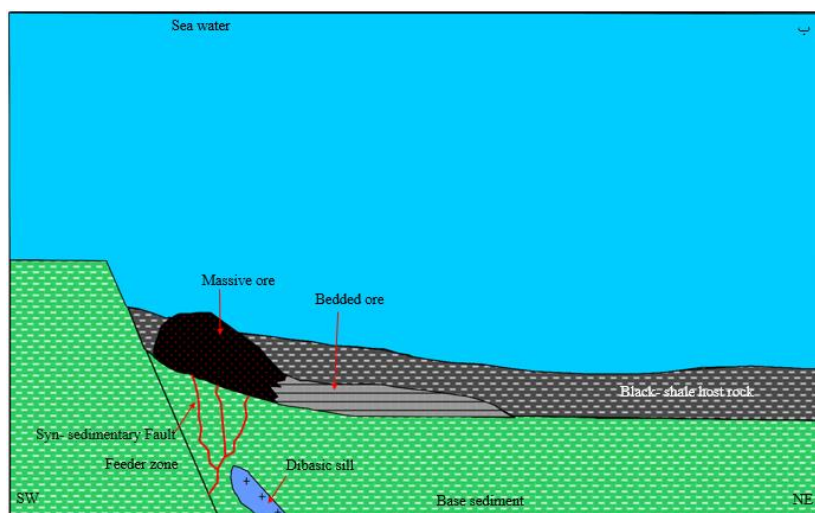
ت) ورود مداوم سیال کانه دار و واکنش بیشتر با سنگ میزبان موجب افزایش شوری شده و به همین دلیل سیال قبل از رسیدن به بستر دریا به صورت جانبی در زیر واحد رسوبی میزبان حرکت کرده و باعث رخداد فرآیندهای جانشینی در حجم گسترده کانی های سولفیدی قبلی توسط سولفیدهای سرب و روی شده و موجب تشکیل رخساره های توده ای و مجموعه دهانه ای می شود.

ث) فرآیند رسوب گذاری پس از تشکیل کانسار نیز همچنان ادامه داشته و همزمان با کم عمق شدن حوضه رسوبات آهکی مربوط به سازند عقدا، لالون و میلا ته نشین می شوند، که این توالی موجب

تدفین کانسار شده است. این مراحل در طول کامبرین پایینی رخ داده است. بعد از این فرآیند دیاژنز رخ داده است (شکل ۶-۷ ب)، که موجب شکل‌گیری رگه‌های ثانویه سیلیسی و کلسیتی و شده بافت‌های حاصل از دگرشکلی تشکیل می‌شوند.

ج) طی رخداد سیمیرین پسین رسوبات تشکیل‌شده خارج از آب قرار می‌گیرند (سیمیرین پسین مؤثرترین فاز کوهزایی پس از فاز یا فازهای کوهزایی پرکامبرین در ایران مرکزی است. قسمت اعظم ایران تحت تأثیر این فاز کوهزایی قرار گرفته است. براثر فاز کوهزایی سیمیرین پسین در ایران مرکزی در اواخر ژوراسیک، حوضه رسوبی که در تمام ایران مرکزی گسترش داشته کم‌عمق شده است). در اواخر ژوراسیک- کرتاسه جنبش زمین‌ساختی شدیدی در ایران مرکزی به وقوع پیوسته و رسوبات قبلی را دچار دگرشکلی کرده است (شکل ۶-۷ پ). بافت‌های ناشی از دگرشکلی در محدوده هفتهر شامل بافت کاتاکلاستیک، بودیناژ و ریز چین‌خوردگی است.





شکل ۶-۶ مراحل تکامل و تحول حوضه رسوبی در محدوده مطالعاتی هفتهر.

۵-۶- پیشنهادها

- پی‌جویی و اکتشاف در سایر نقاط منطقه با توجه به گسترش واحد سنگی میزبان در منطقه عقدا.
- انجام یک مرحله مطالعات تکتونیکی دقیق بر روی محدوده کانسار هفت‌هر به‌منظور مشخص نمودن میزان جابجایی قسمتی از کانسار و پی‌جویی در ناحیه مشخص‌شده.
- در صورت امکان انجام عملیات حفاری مغزه‌گیری برای شناسایی کامل رخساره‌های کانه‌دار
- با توجه به نتایج حاصل از این پژوهش و مستعد بودن بلوک یزد از نظر پتانسیل روی و سرب پیشنهاد می‌شود موارد زیر به‌عنوان کلید اکتشافی در سایر نقاط در نظر گرفته شود:
(۱) سنگ میزبان شیل سیاه غنی از مواد آلی، (۲) دگرسانی‌های کلریتی و سرب‌سیتی و (۳) توده نفوذی گابرو- دیابازی.

منابع

- ۱- آقانباتی، س.ع.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۰۰ص.
- ۲- بابازاده و.، (۱۳۸۳)، "کانسارهای معدنی فلزی و غیرفلزی" انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ترجمه قدیرزاده ا.، عاصم و.، ۵۳۴ ص.
- ۳- باغبانی م. (۱۳۹۲)، به کارگیری تخمین‌های زمین‌آماری در تفسیر داده‌های ژئوالکتریک (مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی)، مطالعه موردی: معدن سرب و روی هفتهر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه یزد، دانشکده معدن، ۷۷ ص.
- ۴- بویری کناری. م.، راستاد. ا.، محجل. م.، ناکینی. ع.، حقدوست. م.، (۱۳۹۴)، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و چگونگی تشکیل رخساره‌های سولفیدی در کانسار روی-سرب- (نقره) تپه سرخ با سنگ میزبان آواری- کربناتی، جنوب اصفهان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۵، جلد ۹۷، صفحه.
- ۵- حبیب‌پور، ک.، صفری، ر.، (۱۳۸۸)، "راهنمای جامع SPSS در تحقیقات پیمایشی (تحلیل داده‌های کمی)"، انتشارات متفکران.
- ۶- حمدی، ب.، (۱۳۷۴)، "سنگ‌های رسوبی پرکامبرین- کامبرین در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۲۰، ۳۵۳ ص.
- ۷- راستاد، الف.، بویری کناری، م.، کلندر، ل.، ۱۳۹۶. کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی در تعیین الگوی تشکیل ذخایر فلزات پایه با میزبان رسوبی- مطالعات موردی، معادن روی-سرب- (نقره-باریم) حوضه معدنی ایرانکوه اصفهان. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته (۲۳).
- ۸- رجبی، ع.، راستاد، الف.، رشیدنژادعمران، ن.، محمدی نیایی، ر.، (۱۳۹۰)، کانسار روی-سرب چاه‌میر، نمونه‌ای از کانسارهای رسوبی- برون‌دمی نوع Selwyn، حوضه بافق، ایران مرکزی.
- ۹- رسا، ا. و کاظمی مهرنیا، ا.، (۱۳۸۱)، "کانسارهای فلزات پایه با میزبان سنگ‌های کربناتی" انتشارات روزبهان، ۲۲۴ص.

- ۱۰- رستمی پایدار، ق.، منصفی، ل.، عادل پور، م.، (۱۳۹۵)، کانه زایی روی- سرب با سنگ میزبان کربناته در کانسار حوض سفید، ایران مرکزی: شواهد زمین شیمیایی و کانی شناسی، مجله ژئوشیمی، سال پنجم.
- ۱۱- شهاب پور، ج.، (۱۳۸۶)، "زمین شناسی اقتصادی" انتشارات دانشگاه کرمان، ۵۳۰ صفحه.
- ۱۲- عرب، م.ت، مختاری، الف.ر، اسدی هارونی، ه.، (۱۳۸۹) بررسی اکتشافی معدن سرب و روی حوض سفید اردکان با استفاده از داده های استر، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
- ۱۳- عمیدی، س.م، نبوی، م.ه، (۱۳۵۹)، گزارش و نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سروبالا، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۴- عمیدی، م.، علوی تهرانی، ن.، داودزاده، م.، نبوی، م.ح.، و آقانباتی، ع.، (۱۳۵۷). گزارش و نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ نائین (شماره G8)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۵- قاسمی، م.، مومن زاده، م.، یعقوب پور، ع.، میرشکرایی، الف.، (۱۳۸۷). بررسی بافتی و کانی شناسی کانسار روی-سرب مهدی آباد یزد- ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی شناسی.
- ۱۶- گرگیج، م.، (۱۳۸۱). چینه نگاری زیستی و سکانسی نهشته های کربونیفر در ایران مرکزی . پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان.
- ۱۷- قاسمی، م.ر.، قرشی، م.، نواب پور، پ.، فریدی، م.، حقی پور، ن.، رضاییان، م.، (۱۳۸۱). بررسی زمین ساخت و لرزه زمین ساخت بلوک طبس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه زمین ساخت، گزارش داخلی.
- ۱۸- قربانی م.، (۱۳۷۹)، "کانسارهای سرب و روی ایران" سازمان زمین شناسی ایران، ۳۰۰ ص.
- ۱۹- قربانی م.، (۱۳۸۱)، "زمین شناسی اقتصادی" انتشارات آرین، ۵۵۰ صفحه.
- ۲۰- قلی زاده، ک.، رسا، الف.، یزدی، م.، محمدی، م.، (۱۳۹۵)، کانی شناسی کانی های غیر سولفیدی عنصر روی معدن روی- سرب بهرام تاج، یزد، سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین.
- ۲۱- مرمضی. ه.، موسیوند. ف.، زراسوندی. ع.، (۱۳۹۵)، افق های مختلف کانه دار، دگرسانی و نوع کانه زایی رسوبی- برونومی (SEDEX) در منطقه گل زرد، شمال شرق الیگودرز، پهنه سنج- سیرجان، سی و

پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین.

۲۲- مغفوری، س.، رجبی، ع.، عظیم زاده، ا.م.، (۱۳۹۶). کانسار دره زنجیر؛ نمونه‌ای از کانسارهای روی-

سرب با میزبان کربناته (MVT) در توالی رسوبی کرتاسه پیشین، حوضه جنوب یزد. فصلنامه علمی-

پژوهشی علوم زمین.

۲۳- نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵)، "دییابچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات

معدنی کشور.

- 1- Alavi, M. (1991). Tectonic map of the Middle East: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:5,000,000. Google Scholar.
- 2- Alavi, M. (1994). Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data & interpretations. Tectonophysics, 229(3-4), 211-238.
- 3- Alavi, M., & Kishvar, S. (1991). Tectonic map of the Middle East: geological survey of Iran Google Scholar.
- 4- Alfonso, P., Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Melgarejo, J. C., & Fallick, A. E. (2005). Isotopic evidence for biogenic precipitation as a principal mineralization process in coastal gasohydrothermal vents, Punta Mita, Mexico. Chemical Geology, 224(1-3), 113-121.
- 5- Almasian, M. (1997). Tectonics of the Anarak area (central Iran). Islamic Azad University, Science & Research Unit, PhD thesis.
- 6- Barrett, T. J. (1994). Chemostratigraphy & hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones & younger volcanic rocks. Alteration & alteration processes associated with oreforming systems, 11, 433-465.
- 7- BAS, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of petrology, 27(3), 745-750.
- 8- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., & Berberian, M. (1982). Late Cretaceous & early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran & Central Iran. Journal of the Geological Society, 139(5), 605-614.
- 9- Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography & tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences, 18(2), 210-265.
- 10- Betts, P. G., Giles, D., Mark, G., Lister, G. S., Goleby, B. R., & Ailleres, L. (2006). Synthesis of the Proterozoic evolution of the Mt Isa Inlier. Australian Journal of Earth

- Sciences, 53(1), 187-211.
- 11- Bhatia, M. R. (1983). Plate tectonics & geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), 611-627.
 - 12- Bhatia, M. R., & Crook, K. A. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy & petrology*, 92(2), 181-193.
 - 13- Bottrell, S. H., & Newton, R. J. (2006). Reconstruction of changes in global sulfur cycling from marine sulfate isotopes. *Earth-Science Reviews*, 75(1-4), 59-83.
 - 14- Bradl, H. (Ed.). (2005). *Heavy metals in the environment: origin, interaction & remediation* (Vol. 6). Elsevier.
 - 15- Calagari, A. A. (2003). Stable isotope (S, O, H & C) studies of the phyllic & potassic–phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7), 767-780.
 - 16- Canet, C., Alfonso, P., Melgarejo, J. C., & Fallick, A. E. (2003). Origin of the mineralizing fluids from the Carboniferous sedex deposits of L'Alforja (SW Catalan Coastal Ranges, Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 78, 513-517.
 - 17- Carne, R., & Cathro, R. (1982). Sedimentary Exhalative (Sedex) Zinc-Lead-Silver Deposits, Northern Canadian Cordillera. *Canadian Institute of Mining & Metallurgy Bulletin*, 1, 66-78.
 - 18- Claypool, G. E., & Kvenvolden, K. A. (1983). Methane & other hydrocarbon gases in marine sediment. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 11(1), 299-327.
 - 19- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H., & Zak, I. (1980). The age curves of sulfur & oxygen isotopes in marine sulfate & their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28, 199-260.
 - 20- Cooke, D. R., Bull, S. W., Large, R. R., & McGoldrick, P. J. (2000). The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (Sedex) deposits. *Economic Geology*, 95(1), 1-18.
 - 21- Davies, J. F., Prevec, S. A., Whitehead, R. E., & Jackson, S. E. (1998). Variations in REE & Sr-isotope chemistry of carbonate gangue, Castellanos Zn–Pb deposit, Cuba. *Chemical Geology*, 144(1-2), 99-119.
 - 22- Davoudzadeh, M., Soffel, H. E. I. N. R. I. C. H., & Schmidt, K. (1981). On the rotation of the Central-East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1981(3), 180-192.
 - 23- Edwards R. Athlinton K. (1998) "Ore deposit geology", translated by Moore F. & Nekoovaghte tak M.A. Shiraz university publication.
 - 24- Fernandes, N. A., & Gleeson, S. A. (2010). A field, petrographic & preliminary S

- isotopic study of the Walt & Tyralla sediment-hosted barite occurrences (105O/7), & associated Ba-Zn-Pb mineralization.
- 25- Fleet, A. J. (1984). Aqueous & sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In *Developments in Geochemistry* (Vol. 2, pp. 343-373). Elsevier.
 - 26- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R. & Galley, A. G., 2005- Volcanogenic massive sulfide deposits, in Hedenquist J.W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. & Richards, J. P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005*: 523–560.
 - 27- Franklin, J. M., Hannington, M. D., Jonasson, I. R., & Barrie, C. T. (1998). Arc-related volcanogenic massive sulphide deposits: Proceedings of Short Course on Metallogeny of Volcanic Arcs, January 24-25, Vancouver: British Columbia Geological Survey Open-File 1998-8, p.
 - 28- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., & Galley, A.G., 2005, volcanogenic massive sulfide deposits: economic geology 100th anniversary volume, p. 523–560
 - 29- Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). Volcanogenic massive sulphide deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, & exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 141-161.
 - 30- Goodfellow, W. D. (2004). *Geology, genesis & exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn Basin, Canada. Sediment-Hosted Lead-Zinc Sulphide Deposits: Attributes & Models of Some Major Deposits in India, Australia & Canada*, 24-99.
 - 31- Goodfellow, W. D. (2007). Base metal metallogeny of the Selwyn Basin, Canada. *Mineral resources of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, & exploration methods*. Edited by W. Goodfellow. Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division, Special Paper, 5, 553-579.
 - 32- Goodfellow, W. D., & Lydon, J. W. (2005). *Synthesis of SEDEX Deposits*. Geological Survey of Canada, Open File xxx.
 - 33- Goodfellow, W. D., & Lydon, J. W. (2007). Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, & exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 163-183.
 - 34- Gromet, L. P., Haskin, L. A., Korotev, R. L., & Dymek, R. F. (1984). The “North

- American shale composite”: its compilation, major & trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12), 2469-2482.
- 35- Hannak, w. w. (1981). Genesis of the Rammelsberg ore deposit near Goslar/upper Harz, Federal Republic of Germany. In *Regional & Specific Deposits*, Volume 9 (pp. 551-642).
 - 36- Hayashi, K. I., Fujisawa, H., Holland, H. D., & Ohmoto, H. (1997). Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4115-4137.
 - 37- Huckriede, R., Kürsten, M., & Venzlaff, H. (1962). Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand.
 - 38- Ineson P.R. (1989) "Introduction to practical ore microscopy", Longman, P.181.
 - 39- Inverno, C. M., Solomon, M., Barton, M. D., & Foden, J. (2008). The Cu stockwork & massive sulfide ore of the Feitais volcanic-hosted massive sulfide deposit, Aljustrel, Iberian Pyrite Belt, Portugal: a mineralogical, fluid inclusion, & isotopic investigation. *Economic Geology*, 103(1), 241-267.
 - 40- Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D., & Gardoll, S. J. (2010). Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105(3), 593-625.
 - 41- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Ross, R. L., Garven, G., & Allen, C. R. (2005). Sediment-hosted Pb-Zn deposits: a global perspective. *Economic Geology*, 100, 561-608.
 - 42- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Ross, R. L., Garven, G., & Allen, C. R. (2005). Sediment-hosted Pb-Zn deposits: a global perspective. *Economic Geology*, 100, 561-608.
 - 43- Lydon, J. W. (1996). Sedimentary exhalative sulphides (SEDEX). *Geology of Canadian mineral deposit types*, 8, 130-152.
 - 44- Lydon, J. W. (1996). Sedimentary exhalative sulphides (SEDEX). *Geology of Canadian mineral deposit types*, 8, 130-152.
 - 45- Lydon, J. W. (2004). Genetic Models for Sullivan & other. Sediment Hosted Lead-Zinc Sulphide Deposits, 149.
 - 46- Lyons, T. W., Gellatly, A. M., McGoldrick, P. J., & Kah, L. C. (2006). Proterozoic sedimentary exhalative (SEDEX) deposits & links to evolving global ocean chemistry. *Memories- geological society of America*, 198, 169.
 - 47- Ma, G., Beaudoin, G., Qi, S., & Li, Y. (2004). Geology & geochemistry of the Changba SEDEX Pb-Zn deposit, Qinling orogenic belt, China. *Mineralium Deposita*, 39(3), 380-395.

- 48- MacIntyre, D. G. (1998). Geology, geochemistry & mineral deposits of the Akie River Area, northeast British Columbia (Vol. 103). British Columbia, Ministry of Energy & Mines.
- 49- McGoldrick, P. J., & Large, R. R. (1998). Proterozoic stratiform sediment-hosted Zn-Pb-Ag deposits. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(4), 189-196.
- 50- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance & sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 21(1), 169-200.
- 51- Nadimi, A. (2007). Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research*, 12(3), 324-333.
- 52- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na & K in carbonaceous & ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- 53- Ohmoto, H. (1990). Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments & ancient sediment-hosted base metal deposits. *Stable isotopes & fluid processes in mineralisation*, 23, 70-120.
- 54- Paikaray, S., Banerjee, S., & Mukherji, S. (2008). Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonics & paleoweathering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(1), 34-48.
- 55- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- 56- Pearce, J. A., & Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, & Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy & petrology*, 69(1), 33-47.
- 57- Piercey, S. J. (2010). An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits.
- 58- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal processes associated with meteorite impacts. In *Hydrothermal processes & mineral systems* (pp. 1097-1130). Springer, Dordrecht.
- 59- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal Processes & Mineral Systems*, 1st ed., University of Western Australia, 1250 pp.
- 60- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Villanueva-Estrada, R. E., & Ortega-Osorio, A. (2010). Morphology of pyrite in particulate matter from shallow submarine hydrothermal vents. *American Mineralogist*, 95(10), 1500-1507.
- 61- Rajabi, A., Rastad, E., & Canet, C. (2012). Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting & data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54(14), 1649-1672.

- 62- Rajabi, A., Rastad, E., Canet, C., & Alfonso, P. (2015). The early Cambrian Chahmir shale-hosted Zn–Pb deposit, Central Iran: an example of vent-proximal SEDEX mineralization. *Mineralium Deposita*, 50(5), 571-590.
- 63- Rajabi, A., Rastad, E., Rashidnejed Omran, N., & Mohamadi Niaei, R. (2008). Chahmir deposit: A sedimentary-exhalative Zn-Pb deposit in Bafq basin. Central Iran. 33rd IGC, Oslo.
- 64- Ramezani, J., & Tucker, R. D. (2003). The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis & implications for Gondwana tectonics. *American journal of science*, 303(7), 622-665.
- 65- Rees, J. E., & Rue, P. J. (1978). Time-dependent deformation of some direct compression excipients. *Journal of Pharmacy & Pharmacology*, 30(1), 601-607.
- 66- Rollinson, H. R. (1993). Discriminating between tectonic environments using geochemical data. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, & Interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, UK, 171-214.
- 67- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content & ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635-650.
- 68- Ruttner, A. (1968). Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran). *Geological Survey of Iran*, 4, 1-133.
- 69- Sangster, D. F. (2002). The role of dense brines in the formation of vent-distal sedimentary-exhalative (SEDEX) lead–zinc deposits: field & laboratory evidence. *Mineralium Deposita*, 37(2), 149-157.
- 70- Schieber, J. (1992). A combined petrographical—geochemical provenance study of the Newland Formation, Mid-Proterozoic of Montana. *Geological Magazine*, 129(2), 223-237.
- 71- Şengör, A. M. C. (1990). A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran & implications for Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), 797-831.
- 72- Solomon, M., Gemmell, J. B., & Zaw, K. (2004). Nature & origin of the fluids responsible for forming the Hellyer Zn–Pb–Cu, volcanic-hosted massive sulphide deposit, Tasmania, using fluid inclusions, & stable & radiogenic isotopes. *Ore Geology Reviews*, 25(1-2), 89-124.
- 73- Southam, G., & Saunders, J. A. (2005). The geomicrobiology of ore deposits. *Economic Geology*, 100(6), 1067-1084.
- 74- Stocklin, J. (1968). Structural history & tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- 75- Stocklin, J., & Nabavi, M. H. (1973). Tectonic map of Iran. *Geological Survey of Iran*.

- 76- Takeno, N. (2005). Atlas of Eh-pH diagrams. Geological survey of Japan open file report, 419, 102.
- 77- Talbot, C. J. & Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros, in Alsop, G. I., Blundell, D. J., & Davison, I., editors, Salt Tectonics: Geological Society Special Publications, 100: 89–109.
- 78- Turner, R. J. (1990). Jason stratiform Zn-Pb-barite deposit, Selwyn Basin, Canada (NTS 105-0-1): geological setting, hydrothermal facies & genesis. In Mineral deposits of the northern Canadian Cordillera: International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium (Vol. 8, pp. 137-175).
- 79- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95(1), 185-187.
- 80- Wood, D. A. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification & to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth & planetary science letters, 50(1), 11-30.
- 81- Xue, C., Zeng, R., Liu, S., Chi, G., Qing, H., Chen, Y. ... & Wang, D. (2007). Geologic, fluid inclusion & isotopic characteristics of the Jinding Zn–Pb deposit, western Yunnan, South China: a review. Ore Geology Reviews, 31(1-4), 337-359.
- 82- Yang, J., Large, R. R., Bull, S., & Scott, D. L. (2006). Basin-scale numerical modeling to test the role of buoyancy-driven fluid flow & heat transfer in the formation of stratiform Zn-Pb-Ag deposits in the northern Mount Isa basin. Economic Geology, 101(6), 1275-1292.

Abstract

The Hafthar Zinc-Lead ore deposit is located in the 32 km southwest of Aghda and 1.8 km west of Hafthar village in the sedimentary sequence of the lower- middle Cambrian occurred in central Iran. The host rock ore is black shale and sandstone. Mineralization in the host sequence has occurred in the form of mass, laminated and vein- veinlets. Based on the nature of primary mineralogy and mineral fabrication, it is possible to distinguish between three ore-bearing facies, which are based on their location relative to the outlet of irrigation fluid from below-up are as follows: A) Vein- veinlets less ore facies located below the massive deposits of the ore and Include silicification and calcite veins with a small amount of chalcopyrite, galena, sphalerite and pyrite. In parts of this facies, barite crystals have also been observed. The vein-veinlets of this facies have interrupted the layering of the host rock and the shear effects of this facies are also observed. Disseminated mineralization is also seen. B) Vent- complex ore facies (massive ore) that forms the major part of the deposit and Includes massive sulfide mineralization and slope with sedimentation. The main feature of this facies is a large replacement of the host rock by pyrite, galena and sphalerite. The dominant minerals of this facies include first-generation pyrites, replaced by second generation galena and sphalerite. The dominant process in this facies is the reaction between ore forming fluid and first generation of pyrite and the result is the formation of vein-veinlets, massive and replacement and C) Bedded ore facies which has less thickness than massive ore facies And includes alternating laminates of siltstone of host rock and sulfide ore that is also consistent with the layering process and syndepositional (stratiform) is formed. Also sulfide deposition dispersed may form pyrite rich laminates (Py1) and organic materials, as well as pyrite (Py), galena (Gn) and sphalerite (Sph) rich in laminates (so that the composition of the host's rock is not recognizable). Pyrite is the main mineral of this facies. The main textures of this facies including laminated, disseminated and banded and the processes of metamorphism and deformation have led to the folding of this facies. The main alteration associated with mineralization, silicification, carbonate, chlorite and minor sericitization. Geochemical studies in the Hafthar area indicate that the origin of the host rock of mineralization is the granodiorite and the tectonic environment forms the continental active margin. Ba, Ag, Cu and Sr elements in massive ore facies and Sb, As and Cd in bedded ore facies are enriched. In order to change from massive ore facies to the bedded ore facies of enrichment, the elements As, Cd, Zn and Sb are visible.

Sulfur isotopic studies conducted over the sulfide minerals of galena and pyrite represents $\delta^{34}\text{S}$ ranges between 16/6 to 18/6 ‰. According to the available evidence, it can be attributed to the source of ore-contaminated sulfur to bacterial reduction of seawater sulfate (BSR).

According to the basic characteristics of mineralization in the Hafthar ore deposit, including tectonic setting, host rock, ore facies, geometric shape of mineral, mineralogy, metallic content, metal zonation and mineralogy in ore deposit, geochemical and isotopic characteristics, alteration and comparison with basic properties with sulfur deposit reservoirs with sedimentary host, Hafthar deposit can be classified in the category of SEDEX Selwyn- type.

Key words Zinc- lead, Sulfur isotope, Lower- middle Cambrian, Hafthar, Yazd block, sedimentary- exhalative.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth sciences

M.S.C Thesis in Economic geology

**Mineralogy, Geochemistry and genesis of the Hafthar Zn-Pb
ore deposit, south west of Aqda**

By: Vahid Koohjani Goji

Supervisor:

Dr. Fardin Mousivand

Advisor:

Dr. Abdorrahman Rajabi

Agust 2018