





دانشگاه شاهرود

دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار باریت - سرب - مس و رندان در پهنه ارومیه - دختر، جنوب کاشان

فایق هاشمی

استاد راهنما:

دکتر فردین موسیوند

استاد مشاور:

دکتر مهدی رضائی کهخائی

بهار ۱۳۹۴

دروما

ۛ

و خانوادہ فداکارم

سپاسگزاری

- ❖ سپاس و ستایش خداوند بخشنده مهربان را که همه مرید اراده اوئیم.
- ❖ در به نتیجه رسیدن این تحقیق، خود را مدیون زحمات و مساعدت‌های عزیزان بسیاری میدانم که بی‌تردید، بدون همکاری و پشتیبانی ایشان، امکان بثمر رسیدن مطلوب آن وجود نمی‌داشت. لذا برخورد لازم میدانم بدین‌وسیله زحماتشان را ارج نهاده و از همه آن‌ها صمیمانه قدردانی و تشکر نمایم.
- ❖ استاد راهنمای دلسوز و بزرگووارم، جناب آقای دکتر موسیوند، که بی‌شک راهنمایی‌های ارزنده، دانش و دلسوزی‌های ایشان سبب به انجام رسیدن این تحقیق شده‌است و این حقیر در این راه از دانش و راهنمایی‌های ایشان بهره بسیار برده‌ام استادی که در بسیاری از جنبه‌ها از جمله علمی، اخلاقی، معنوی و اجتماعی الگو و راهنما بودند.
- ❖ استاد مشاور بزرگووارم، جناب آقای دکتر مهدی رضائی که‌خائی، که با قبول زحمت مشاوره این تحقیق، در رفع نقایص و مشکلات علمی از هیچ کوششی فروگذار نکردند.
- ❖ جناب آقایان دکتر فردوست، دکتر قاسمی، دکتر صادقیان و دکتر علیپور استادانی مهربان و دلسوز که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از راهنمایی‌های ارزشمند این بزرگواران بهره‌مند شده‌ام. همچنین از آقایان مهندس میریاقری مسئول آزمایشگاه اپتیک، مهندس محمدیان مسئول کارگاه مقطع، آقای خواجه‌وندی بخش حمل و نقل و خانم فارسی مسئول آموزشگاه دانشکده علوم زمین جهت زحماتشان و همچنین از مردم روستای قزآن و جناب آقای نوروزی، قدردانی و تشکر می‌نمایم.
- ❖ دوستان عزیز و گرامی، آقایان وکیلی، نصرالهی، طاشی، شریفی، آروم، احمدی، کرد لاجینی، ملاویسی، عبدالهی، بازارنوی، بختیاری و شکرالله‌زاده و خانم‌ها میلویش، مصدق، افروخته و صالحی‌نصب بخاطر همکاری در طول مراحل تحقیق و همچنین بسیاری از عزیزانی که متأسفانه اینجا امکان تشکر از تک تک ایشان مقدور نیست، تشکر و قدردانی می‌کنم.
- این پژوهش با حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران انجام شده است.

چکیده

کانسار باریت - سرب - مس ورندان واقع در ۶۰ کیلومتری جنوب کاشان، در پهنه آتشفشانی - نفودی ارومیه - دختر و در داخل سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائو سن میانی (واحد E_5^t) رخ داده است. توالی میزبان کانسار از پایین به بالا شامل سه واحد سنگی می باشد: ۱- واحد توف سیلیسی خاکستری، سبز، توف برشی، توف کریستالی و آندزیت ($Unit^1$)، ۲- واحد آهک نومولیتی سفید، خاکستری رنگ، توف آهکی و مارن ($Unit^2$)، ۳- واحد توف برش و لیتیک توف کریستالی ($Unit^3$). کانه سازی در کانسار ورندان در چهار زیرافق مختلف و به شکل لایه‌ای و عدسی شکل و بصورت همخوان و همروند با لایه بندی سنگ‌های میزبان در واحد ۱ ($Unit^1$) شکل گرفته است. براساس مطالعات بافت و ساخت و کانی شناسی، در کانسار ورندان می توان پنج رخساره کانه دار را از هم متمایز نمود: ۱) رخساره رگه - رگچه‌ای (رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی، باریتی و سولفیدی قطع کننده لایه بندی سنگ میزبان در زیر کانسنگ چینه سان)، ۲) رخساره مجموعه دهانه‌ای (جانشینی پیریت توده‌ای در باریت لایه‌ای)، ۳) رخساره کانسنگ توده‌ای (باریت توده‌ای به همراه دانه‌های پراکنده از کانی سولفیدی)، ۴) رخساره ماده معدنی لایه‌ای - نواری (تناوب نوارهای سفید رنگ باریت و نوارهای تیره رنگ غنی از گالن) و ۵) رسوبات گرمابی - برونومی آهن و منگنزدار. کانی‌های اولیه در ماده معدنی به ترتیب شامل باریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت، مگنتیت، الیژیست، براونیت و پیرولولزیت و کانی‌های ثانویه مثل مس طبیعی، کوپریت، بورنیت، کوولیت، دیژنیت، گوتیت، هماتیت، مالاکیت و سایر اکسیدهای آهن می باشند. کانی‌های باطله عمدتاً شامل کلریت، سریسیست، کوارتز و کلسیت هستند. دگرسانی سنگ دیواره از نوع کلریتی و کوارتز - سریسیستی است. مطالعات ژئوشیمیایی در رخساره‌های کانه دار نشان می‌دهد که میزان عناصر Ag، As، Cu، Sb و Sr در بخش چینه سان (لایه‌ای - نواری و توده‌ای) زیرافق سوم خیلی بالاتر از زیرافق‌های دیگر بوده و به ترتیب برابر ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰ و ۱۰۱۳ ppm می باشند. در کانسار ورندان جهت تعیین تیپ کانسنگ، نسبت مقدار Cu/Zn بصورت میانگین

برای کانسنگ باریتی سولفیدی در زیرافق اول، دوم و سوم به ترتیب برابر $1/80$ ، $0/12$ ، $11/08$ است، که در زیرافق‌های اول و سوم در محدوده کانسنگ زرد و در زیرافق دوم در محدوده کانسنگ سیاه واقع می‌شوند. مطالعات الکترون میکروپروب (EPMA) بر روی کلریت از رخساره‌های استرینگر زیرافق دوم و سوم نشان می‌دهد که این کلریت‌ها در رده کلریت‌های غنی از آهن و نزدیک به قطب کلینوکلر قرار می‌گیرند. همچنین براساس مطالعه میکروترمومتری سیالات درگیر، ادخال‌های غالب در این کانسار از نوع دو فاز مایع-بخار (L+V) با شوری نسبتاً متوسط تا پایین ($0/4$ تا $14/09$ در صد وزنی نمک طعام) و دمای همگن‌شدن بین 148 تا 372 درجه سانتی‌گراد می‌باشند. بیشترین فراوانی دمای همگن‌شدن برابر 270 تا 300 درجه سانتی‌گراد و چگالی سیالات درگیر برابر $0/7$ تا $0/9$ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. با توجه به احتمال کم رخداد جوشش در کانسار ورندان، فشار تا حدود 50 تا 100 بار (bar) و حداقل عمق آب تا حدود 900 متر تخمین زده می‌شود. با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زائی، کانسار ورندان را می‌توان در رده کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) تیپ بایمدال فلسیک (bimodal-felsic) یا تیپ کروکو (Kuroko) طبقه‌بندی نمود و تشکیل این کانسار توسط مدل ستون شناور (Buoyant plume) در اثر فعالیت‌های آتشفشانی - برون‌دمی زیردریایی در یک حوضه کششی درون کمانی قابل توجیه می‌باشد.

واژگان کلیدی: باریت-سرب-مس، سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)، تیپ کروکو، ائوسن میانی، ورندان، جنوب کاشان.

مقالات مستخرج شده از این پایان نامه:

۱- هاشمی، ف.، موسیوند، ف.، رضایی کهخائی، م.، (۱۳۹۳)، کانسار باریت - سرب - مس ورنندان: نمونه‌ای از کانزائی سولفید توده‌ای آتشفشانزاد تیپ کروکو در کمان ماگمائی ارومیه - دختر، سی و دوهمین گردهمائی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران. ایران.

۲- هاشمی، ف.، موسیوند، ف.، رضایی کهخائی، م.، (۱۳۹۳)، زمین‌شناسی و ژئوشیمی افق‌های کانسار کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد باریت - سرب - مس ورنندان در جنوب غرب قم صر، ششمین کنفرانس زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه زاهدان، سیستان و بلوچستان، ایران.

۳- هاشمی، ف.، موسیوند، ف.، رضایی کهخائی، م.، (۱۳۹۴)، افق‌های کانسار، رخساره‌های کانسنگ، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد باریت - سرب - مس ورنندان، جنوب غرب قم صر، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران. (در دست داوری)

1- Hashemi, F., Mousivand, F. and Rezaei-kahkhaei, M., (2014). Volcanogenic massive sulfide mineralization in the Kashan-Delijan region, Iran. First International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Aisa October12-16, CUG University, Wuhan, China, p 21-24.

2- Hashemi, F., Mousivand, F. and Rezaei-kahkhaei, M., (2015). Geology, wallrock alteration and microthermometry of fluid Inclusions in the Varandan Ba-Pb-Cu VMS deposit, Jurnal of geologos (*Under of review*).

فهرست مطالب

عنوان..... صفحه

۱- فصل اول: کلیات ۱

۱-۱- مقدمه ۲

۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های دسترسی به کانسارهای مورد مطالعه ۳

۳-۱- شرایط آب و هوای منطقه ۳

۴-۱- وضعیت اجتماعی و اقتصادی منطقه ۵

۵-۱- زمین ریخت‌شناسی منطقه ورندان ۵

۶-۱- فعالیت‌های معدن کاری منطقه و تاریخچه مطالعات و کارهای انجام شده قبلی ۶

۶-۱-۱- فعالیت‌های معدن کاری در جنوب کاشان ۶

۶-۱-۲- مطالعات زمین‌شناسی، پترولوژی در منطقه جنوب کاشان و قمصر ۹

۶-۱-۳- مهمترین مطالعات اصلی در منطقه ورندان و کانسار باریت-سرب-مس ورندان ۱۲

۷-۱- انواع کانسارهای باریت ۱۲

۸-۱- طرح مسأله وهدف از مطالعه ۱۴

۹-۱- روش مطالعه ۱۴

۹-۱-۱- گردآوری اطلاعات ۱۴

۹-۱-۲- مطالعات صحرایی ۱۵

۹-۱-۳- مطالعات دفتری و آزمایشگاهی ۱۵

۹-۱-۴- نتیجه‌گیری و نگارش پایان نامه ۱۶

۲- فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای ۱۷

۱-۲- مقدمه ۱۸

۲-۲- ویژگی‌های ساختاری-تکتونیکی پهنه ارومیه-دختر ۱۸

۲-۲-۱- پالئوسن بالایی-ائوسن زیرین ۲۱

۲۱ ائوسن میانی
۲۱ ائوسن بالایی
۲۲ فوران الیگوسن
۲۲ فوران الیگومیوسن
۲۲ میوسن پیشین
۲۲ فوران میوسن میانی
۲۳ میوسن بالایی
۲۳ فوران میوسن بالایی و پلیوسن
۲۳ کانی سازی در پهنه ارومیه- دختر
۲۴ جغرافیای دیرینه و فعالیت‌های تکتونوماگمایی در منطقه جنوب و جنوب غرب کاشان
۲۴ جغرافیای دیرینه
۲۴ پالئو ولکانیک و فعالیت‌های تکتونوماگمایی و ولکانیکی در منطقه مورد مطالعه
۲۷ چینه‌شناسی
۲۹ ۱-۵-۲- تشکیلات پالئوزوئیک- تریاس
۲۹ ۲-۵-۲- ژوراسیک (لیاس)، تشکیلات شمشک
۳۰ ۳-۵-۲- کرتاسه
۳۱ ۴-۵-۲- ائوسن
۳۶ ۵-۵-۲- الیگوسن (سازند قرمز زیرین)
۳۶ ۶-۵-۲- میوسن (سازند قم)
۳۶ ۷-۵-۲- میوسن بالایی (سازند قرمز بالایی)
۳۷ ۸-۵-۲- پلیوسن
۳۷ ۹-۵-۲- کواترنری
۳۷ ۱۰-۵-۲- توده نفوذی قهرود
۳۹ ۳- فصل سوم: زمین‌شناسی محدوده معدنی، سنگ‌شناسی

۴۰	۱-۳- مقدمه
۴۰	۲-۳- سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی
۴۰	۱-۲-۳- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه معدنی
۴۱	۲-۲-۳- واحد اصلی (E_5^t)
۴۶	۳-۲-۳- واحد اصلی (E_6^v)
۴۷	۳-۳- سنگ‌های آذرین منطقه
۴۹	۴-۳- زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه
۴۹	۱-۴-۳- گسل‌های ثقیلی کرتاسه پایانی تا میوسن آغازی
۵۰	۲-۴-۳- گسل‌های تراستی بعد از میوسن آغازی
۵۰	۳-۴-۳- گسل‌های امتدای جوانتر از میوسن میانی
۵۳	۴- فصل چهارم: کانه‌زائی و دگرسانی
۵۴	۱-۴- مقدمه
۵۵	۲-۴- افق‌های کانه‌دار باریت- فلزات پایه در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن، جنوب کاشان و شمال غرب دلیجان
۵۵	۱-۲-۴- افق اول کانه‌زائی (OH-1)
۵۹	۲-۲-۴- افق دوم کانه‌زائی (OH-2)
۶۲	۳-۲-۴- افق سوم کانه‌زائی (OH-3)
۶۲	۴-۲-۴- افق چهارم کانه‌زائی (OH-4)
۶۲	۳-۴- ویژگی‌های کانی‌زایی باریت- سرب- مس در کنسار ورن‌دان و رخساره‌های کانه‌دار
۶۲	۱-۳-۴- شکل هندسی ماده معدنی
۶۴	۲-۳-۴- رخساره‌های کانه‌دار
۶۹	۴-۴- دگرسانی
۶۹	۱-۴-۴- دگرسانی کلریتی
۷۰	۲-۴-۴- دگرسانی کوارتز- سرسیتی
۷۴	۳-۴-۴- پهنه‌بندی دگرسانی

۵- فصل پنجم: ساخت و بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنتیک کانی‌ها ۷۵

۱-۵- مقدمه ۷۶

۲-۵- ساخت‌های اولیه ۷۶

۱-۲-۵- ساخت برشی (Breccia structure) ۷۷

۲-۲-۵- ساخت نواری و لامینه‌ای (Banded and Laminated structure) ۷۷

۳-۲-۵- ساخت توده‌ای (Massive structure) ۷۹

۴-۲-۵- ساخت و بافت نیمه توده‌ای (Semi-massive structure) ۸۰

۵-۲-۵- ساخت رگه- رگچه‌ای (Veins-veinlets structure) ۸۰

۶-۲-۵- بافت دانه پراکنده (Disseminated texture) ۸۳

۷-۲-۵- بافت جانشینی (Replaced texture) ۸۴

۸-۲-۵- بافت کلوفرمی و تیغه‌ای (Colloform and blade texture) ۸۵

۹-۲-۵- بافت باقی مانده (Relict texture) ۸۵

۳-۵- کانی‌شناسی در زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورنندان ۸۶

۱-۳-۵- کانی‌های سولفاتی، سولفیدی و سولفوسالت ۸۶

۲-۳-۵- بافت و ساخت کانی‌های غیرسولفیدی در کانسار ورنندان ۹۴

۳-۳-۵- کانی‌های باطله در کانسار ورنندان ۹۶

۴-۳-۵- کانی‌های سوپرزن ۹۸

۴-۵- مطالعات پراش اشعه ایکس (XRD) ۱۰۲

۵-۵- مراحل تشکیل، تکوین و توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌ها ۱۰۵

۱-۵-۵- مرحله برون‌دمی - آتشفشانی ۱۰۵

۲-۵-۵- مرحله سوپرزن و هوازدگی ۱۰۸

۶- فصل ششم: مطالعه سیالات درگیر ۱۱۱

۱-۶- مقدمه ۱۱۲

۲-۶- روش انجام مطالعات ۱۱۲

۱۱۴.....	۱-۲-۶- پتروگرافی میانبارهای سیال
۱۱۵.....	۲-۲-۶- شکل ظاهری سیالات درگیر
۱۱۶.....	۳-۲-۶- طبقه‌بندی و پاراژنز سیالات درگیر
۱۱۷.....	۴-۲-۶- سیالات درگیر تک‌فازی (آبگین) (L) نوع I و تک‌فازی (گازی) نوع IV
۱۱۸.....	۵-۲-۶- سیالات درگیر دوفازی (آبگین+گاز) (L+V) نوع II
۱۱۸.....	۶-۲-۶- سیالات درگیر دوفازی (آبگین+گاز) (L+V) نوع III
۱۲۱.....	۳-۶- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر
۱۲۲.....	۱-۳-۶- سرمایش
۱۲۷.....	۲-۳-۶- گرمایش
۱۳۹.....	۷- فصل هفتم: مطالعات ژئوشیمیایی
۱۳۰.....	۱-۷- مقدمه
۱۳۱.....	۲-۷- مطالعات ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه
۱۳۲.....	۱-۲-۷- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه و بررسی محیط تکتونیکی
۱۳۲.....	۲-۲-۷- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین
۱۳۳.....	۳-۲-۷- طبقه‌بندی شیمیایی
۱۳۷.....	۴-۲-۷- درجه اشباع از آلومین
۱۴۲.....	۳-۷- ژئوشیمی زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورندان
۱۴۲.....	۱-۳-۷- ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره چینه‌سان (لایه‌ای- نواری و توده‌ای)
۱۴۴.....	۲-۳-۷- ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره رگه- رگچه‌ای (استرینگر)
۱۴۴.....	۳-۳-۷- ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره مجموعه دهانه‌ای
۱۴۵.....	۴-۳-۷- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره‌های زیرافق سوم کانسار ورندان
۱۴۷.....	۵-۳-۷- ژئوشیمی باریم
۱۶۲.....	۴-۷- شیمی انواع کلریت‌ها بر اساس روش الکترون میکروپروب (EPMA)
۱۶۲.....	۱-۴-۷- مقدمه

- ۱۶۲-۲-۴-۷ هدف و ضرورت انجام مطالعه.....
- ۱۶۳-۳-۴-۷ نتایج آنالیز EPMA.....
- ۱۶۵-۴-۴-۷ جمع‌بندی از آنالیزها و نمونه‌ها الکترون میکروپروپ.....
- ۱۶۶-۵-۴-۷ شیمی کلریت و تعیین نوع آنها.....
- ۱۶۸-۵-۷ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری کلی از مطالعات ژئوشیمی.....

۸- فصل هشتم: نتیجه‌گیری، الگوی تشکیل، تیپ کانه‌زائی و پیشنهادات اکتشافی..... ۱۶۹

- ۱۷۰-۱-۸ مقدمه.....
- ۱۷۰-۲-۸ مختصری از شواهد مشاهده شده در کانسار ورندان.....
- ۱۷۰-۱-۲-۸ سنگ میزبان و همراه.....
- ۱۷۱-۲-۲-۸ شکل هندسی ماده معدنی.....
- ۱۷۱-۳-۲-۸ رخساره‌های کانه‌دار.....
- ۱۷۳-۴-۲-۸ کانی‌شناسی.....
- ۱۷۳-۵-۲-۸ ساخت و بافت و منطقه‌بندی آنها.....
- ۱۷۴-۶-۲-۸ دگرسانی و منطقه‌بندی آنها.....
- ۱۷۷-۷-۲-۸ دگرشکلی.....
- ۱۷۷-۸-۲-۸ عیار و تناژ.....
- ۱۷۹-۳-۸ شرایط فیزیکوشیمیای تشکیل کانسار و منشاء فلزات.....
- ۱۷۹-۱-۳-۸ منشاء باریت-سرب و فلزات همراه.....
- ۱۸۰-۲-۳-۸ منشاء سیال کانه‌ساز.....
- ۱۸۳-۳-۳-۸ محیط تکتونیکی.....
- ۱۸۵-۴-۸ الگوی پیدایش و مدل ژنتیکی کانسار ورندان.....
- ۱۸۵-۱-۴-۸ مدل دودکش‌های سیاه.....
- ۱۸۶-۲-۴-۸ مدل استخر شورابه‌ای.....
- ۱۸۹-۳-۴-۸ طبقه‌بندی کلی ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS).....

- ۱۹۰-۴-۴-۸- ذخایر VMS در جهان
- ۱۹۶-۵-۸- شباهت‌ها و تفاوت‌های کان‌زائی‌های منطقه با انواع تیپ‌های کانسارهای VMS
- ۱۹۸-۱-۵-۸- مقایسه کانسار ورن‌دان با تیپ بایمدال فلسیک (تیپ کورکو)
- ۲۰۲-۲-۵-۸- مقایسه کان‌زائی در منطقه با کانسارهای جهان و ایران
- ۲۰۵-۶-۸- تیپ و جایگاه کانسار باریت-سرب-مس ورن‌دان و کانسارهای مورد مطالعه
- ۲۰۶-۷-۸- نتیجه‌گیری کلی
- ۲۰۸-۸-۸- پیشنهادات اکتشافی

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی پهنه‌های ساختاری ایران و راه‌های دسترسی به منطقه..... ۴
- شکل ۲-۱- موقعیت کانسار ورندان و واحدهای سنگی در تصویر هوایی منطقه..... ۴
- شکل ۳-۱- ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۷
- شکل ۴-۱- تاقدیس و ناودیس با روند محوری (NE-SW) در منطقه معدنی ورندان..... ۸
- شکل ۵-۱- آثار انفجاری، کندکاری و تونل‌ها در منطقه معدنی ورندان..... ۹
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی- ساختاری ایران..... ۲۰
- شکل ۲-۲- ماگماتیسیم‌های اصلی در منطقه جنوب کاشان..... ۲۶
- شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی و نقشه زمین‌شناسی شماتیک ناحیه‌ای..... ۲۸
- شکل ۴-۲- تشکیلات پالئوزوئیک تا ژوراسیک..... ۳۰
- شکل ۵-۲- تصویر هوایی از منطقه جنوب قمصر و واحدهای سنگ‌شناسی منطقه..... ۳۲
- شکل ۶-۲- نمایی از نیمرخ واحدهای سنگی در تصویر هوایی (شکل ۲-۵)..... ۳۲
- شکل ۷-۲- نمایی از آهک‌های کرتاسه در شمال شرق قهرود..... ۳۳
- شکل ۸-۲- محل تماس آهک‌های کرتاسه با توده نفوذی قهرود..... ۳۳
- شکل ۹-۲- واحدهای سنگی ائوسن (E_5^I)..... ۳۳
- شکل ۱۰-۲- آهک نومولیت‌دار سفید متمایل به خاکستری (E_5^I)..... ۳۴
- شکل ۱۱-۲- نمایی از واحد (E_6^V)..... ۳۵
- شکل ۱۳-۲- نمایی از سازند قرمز زیرین و سازند قم..... ۳۶
- شکل ۱۴-۲- گرانیات و گرانودیوریت (gd) بعد از میوسن زیرین (میوسن میانی؟)..... ۳۸
- شکل ۱-۳- ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی پالئوسن در منطقه مورد مطالعه..... ۴۱
- شکل ۲-۳- نمایی از زیر واحد سنگی ۱ ($Unit^1$)، میزبان کانه‌زائی در کانسار ورندان..... ۴۳
- شکل ۳-۳- نمایی از قسمت پایینی (P_1) زیر واحد ۲ ($Unit^2$)..... ۴۴
- شکل ۴-۳- نمایی از قسمت بالایی (P_2) زیر واحد ۲ ($Unit^2$)..... ۴۵
- شکل ۵-۳- نمایی از زیر واحد ۳ ($Unit^3$) میزبان کانه‌زائی در کانسار دره‌امرود..... ۴۶

- شکل ۳-۶- نمائی از واحد اصلی (E_6^V) و جایگاه کانه‌زائی کانسار دره..... ۴۷
- شکل ۳-۷- نمونه دستی و میکروسکوپی گرانیته- گرانودیوریتی از توده نفوذی قمصر- قهرود..... ۴۸
- شکل ۳-۸- نقشه تکتونیکی گسل‌های موجود در منطقه ورنندان..... ۵۲
- شکل ۴-۱- موقعیت کانسارهای مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی..... ۵۶
- شکل ۴-۲- توالی میزبان کانه‌زائی در کانساره دره، تپه‌سرخ، دره‌امرود و ورنندان..... ۵۷
- شکل ۴-۳- نمائی از افق اول کانه‌زائی در منطقه (OH-1) (کانسار ورنندان)..... ۵۸
- شکل ۴-۴- نمائی از زیرافق اول (SH-1) و زیرافق دوم (SH-2) کانه‌زائی در کانسار ورنندان..... ۶۰
- شکل ۴-۵- زیرافق سوم (SH-3) و زیرافق چهارم (SH-4) کانه‌زائی در کانسار ورنندان..... ۶۱
- شکل ۴-۶- تصویر هوایی از افق دوم (OH-2) (کانسار دره‌امرود)، افق سوم (OH-3) (کانسار باریت تپه‌سرخ) و افق چهارم کانه‌زائی (OH-4) (کانسار دره کاشان)..... ۶۳
- شکل ۴-۷- نمائی شماتیک از کانسار ورنندان همراه با چگونگی موقعیت زیرافق‌های معدنی..... ۶۴
- شکل ۴-۸- رخساره رگه- رگچه‌ای (استرینگر) و برشی..... ۶۶
- شکل ۴-۹- نمونه دستی از رخساره مجموعه دهانه‌ای..... ۶۷
- شکل ۴-۱۰- نمائی از رخساره کانسنگ توده‌ای..... ۶۷
- شکل ۴-۱۱- نمائی از رخساره کانسنگ لایه‌ای- نواری..... ۶۸
- شکل ۴-۱۲- نمائی از رخساره رسوبات گرمابی- برون‌دیمی باریتی آهن و منگنزدار..... ۶۹
- شکل ۴-۱۴- یک نمائی شماتیک از کانسار ورنندان همراه با چگونگی موقعیت دگرسانی‌ها..... ۷۱
- شکل ۴-۱۵- نمائی از دگرسانی کلریتی و کوارتز- سرسیتی در کانسار ورنندان..... ۷۱
- شکل ۴-۱۵- نمائی از دگرسانی کلریتی در کانسار ورنندان..... ۷۲
- شکل ۴-۱۶- نمائی از گسترش دگرسانی کوارتز- سرسیتی..... ۷۳
- شکل ۴-۱۷- مدل پهنه‌بندی دگرسانی در کانسار ورنندان..... ۷۴
- شکل ۵-۱- ساخت برشی رخساره استرینگر..... ۷۸
- شکل ۵-۲- نمائی از ساخت نواری..... ۷۹
- شکل ۵-۳- لامینه‌های موجود در توف کلریتی شده میزبان کانه‌زائی در کانسار ورنندان..... ۸۰
- شکل ۵-۴- نمونه‌های دستی از بافت توده‌ای..... ۸۱

- شکل ۵-۵- نمونه‌های دستی از بافت نیمه توده‌ای ۸۱
- شکل ۵-۶- ساخت رگه- رگچه‌های باریتی و سیلیسی بدون سولفید در رخساره استرینگر ۸۲
- شکل ۵-۷- نمونه‌ای از یک باریت و توف کلریتی در رخساره استرینگر ۸۳
- شکل ۵-۸- نمائی از ساخت دانه پراکنده ۸۴
- شکل ۵-۹- جانیشینی پیریت بجای باریت با حاشیه مضرسی در رخساره مجموعه دهانه‌ای ۸۵
- شکل ۵-۱۰- نمائی از بافت کلوفرمی و بافت تیغه‌ای ۸۵
- شکل ۵-۱۱- بافت باقیمانده ۸۶
- شکل ۵-۱۲- نمونه دستی (لامینه‌های متناوب گالن و باریت) ۸۷
- شکل ۵-۱۳- گالن (Ga) در مناطق کم فشار به همراه اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy) ۸۸
- شکل ۵-۱۴- همراهی دوکانی کالکوپیریت (Cpy) و پیریت (py) در میان تیغه‌های کانی روتیل (Rtl) ۸۹
- شکل ۵-۱۵- انواع نسل‌های پیریت در کانسار ورندان ۹۲
- شکل ۵-۱۶- بافت الحاق سه‌گانه ۹۳
- شکل ۵-۱۷- کانی اسفالریت (Sph) در رخساره لابه‌ای- نواری (کانسنگ باریتی) ۹۳
- شکل ۵-۱۸- کانی تتراهدریت (Ttr) در زیرافق اول معدنی در کانسار ورندان ۹۴
- شکل ۵-۱۹- مگنتیت (Mt) به همراه اکسیدهای آهن ۹۵
- شکل ۵-۲۰- تیغه‌های کانی روتیل (Rtl) ۹۶
- شکل ۵-۲۱- نسل‌های مختلف کوارتز (Qtz) ۹۷
- شکل ۵-۲۲- تشکیل کانی‌های سولفیدی سوپرژن ۹۹
- شکل ۵-۲۳- بورنیت (Bor)، کوپریت (Cpt) و تیغه‌های مس خالص (Cu^0) ۱۰۰
- شکل ۵-۲۴- نمونه دستی از توف‌های میزبان و ملاکیت‌های سطحی بر روی آن ۱۰۱
- شکل ۵-۲۵- داده‌های XRD نمونه شماره (F-Q-V-09) ۱۰۲
- شکل ۵-۲۶- داده‌های XRD نمونه شماره (F-Q-V-10) ۱۰۳
- شکل ۵-۲۷- داده‌های XRD نمونه شماره (F-Q-V-11) ۱۰۳
- شکل ۵-۲۸- داده‌های XRD نمونه شماره (F-Q-V-16) ۱۰۴
- شکل ۵-۲۹- داده‌های XRD نمونه شماره (F-Q-V-17) ۱۰۴

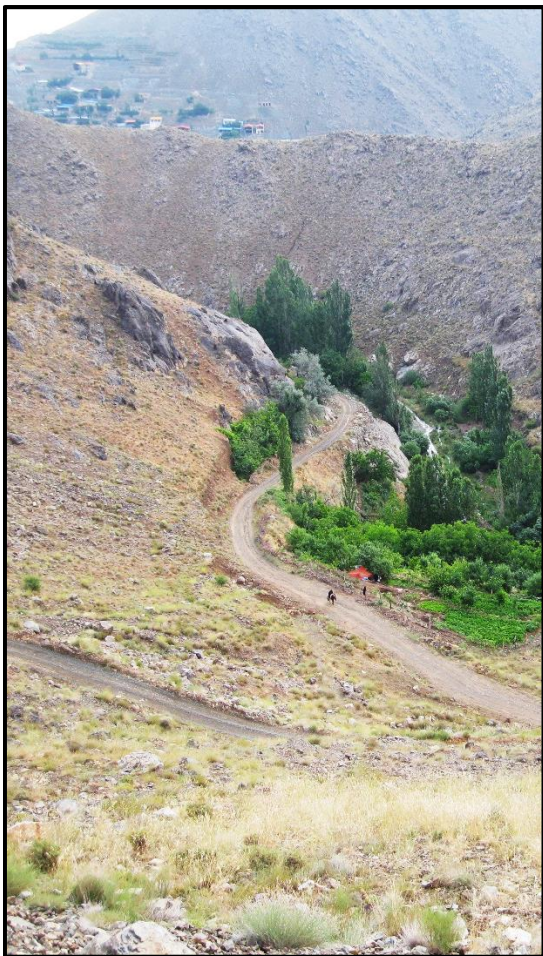
- شکل ۵-۳۰- توالی پاراژنتیک کانی‌ها و بافت مواد معدنی کانسار ورندان..... ۱۰۹
- شکل ۶-۱- انواع سیالات درگیر به دام افتاده در یک رگه فرضی (Wilkinson, 2001)..... ۱۱۶
- شکل ۶-۲- رده‌بندی انواع سیالات درگیر (Shepherd et al., 1985)..... ۱۱۷
- شکل ۶-۳- سیالات درگیر تک فازی (Liquid) نوع I و دو فازی (Liquid + Vapour) نوع II..... ۱۱۹
- شکل ۶-۴- سیالات درگیر دو فازی (Liquid + Vapor) نوع III و تک فاز گاز (Vapor) نوع IV..... ۱۲۰
- شکل ۶-۵- میانبار دو فازی غنی از مایع و میانبارهای ثانویه تک فاز گازی..... ۱۲۱
- شکل ۶-۶- هیستوگرام درجه حرارت همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها..... ۱۲۵
- شکل ۶-۷- هیستوگرام میزان معادل شوری میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها..... ۱۲۵
- شکل ۶-۱۰- نمودار تعیین چگالی سیالات درگیر (Bodnar, 1983)..... ۱۲۶
- شکل ۶-۱۱- نمودار تعیین عمق و فشار (Luders et al, 2001)..... ۱۲۶
- شکل ۷-۱- موقعیت سنگ‌های نفوذی در نمودار (Middelmost, (1994); (1985)..... ۱۳۴
- شکل ۷-۲- موقعیت سنگ‌های نفوذی در دیاگرام (Cox et al., 1979) و (Delaroche et al., 1979)..... ۱۳۴
- شکل ۷-۳- موقعیت سنگ‌های نفوذی در دیاگرام‌های (Doben and Iofort, 1983)..... ۱۳۵
- شکل ۷-۴- موقعیت سنگ‌های نفوذی در دیاگرام (Konor, 1965)..... ۱۳۶
- شکل ۷-۵- موقعیت سنگ‌های نفوذی در نمودار (Miyashiro, (1974) و (Peccerillo and Taylor, (1976)..... ۱۳۶
- شکل ۷-۶- موقعیت سنگ‌های نفوذی در دیاگرام اصلاح شده (Villaseca, (1998)..... ۱۳۷
- شکل ۷-۷- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در دیاگرام سه‌تایی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ ۱۳۸
- شکل ۷-۸- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار (Shand, (1943)..... ۱۳۹
- شکل ۷-۹- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار (Maniar and Piccoli, (1989)..... ۱۴۱
- شکل ۷-۱۰- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار (Frost et al., 2001)..... ۱۴۲
- شکل ۷-۱۱- تغییرات عیار عناصر در بخش چینه‌سان (Bedded-banded and massive)..... ۱۴۳
- شکل ۷-۱۲- تغییرات عیار عناصر در بخش رگه- رگچه‌ای (Stringer zone)..... ۱۴۵
- شکل ۷-۱۳- تغییرات عیار عنصر آرسنیک (As)..... ۱۴۵
- شکل ۷-۱۴- تغییرات عیار عناصر در رخساره‌های مختلف زیرافق سوم کانسار ورندان..... ۱۴۶
- شکل ۷-۱۵- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار باریت ورندان..... ۱۵۴

- شکل ۷-۱۶- نمونه (A) با شماره 2-G-15، کلریت علامت گذاری شده برای آنالیز میکروپروپ..... ۱۶۴
- شکل ۷-۱۷- نمونه (B) با شماره 3-H-17، کلریت علامت گذاری شده برای آنالیز میکروپروپ..... ۱۶۴
- شکل ۷-۱۸- تصویر مربوط به نمونه شماره 2-G-15 و 3-K-25 که آنالیز الکترون میکروپروپ (EPMA) بر روی آن‌ها انجام شده است..... ۱۶۵
- شکل ۷-۱۹- تعیین نوع کلریت‌های کانسار ورندان بر اساس (Bailey, 1980)..... ۱۶۸
- شکل ۸-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی مربوط به زیرافق‌های کانسار ورندان در یک سامانه VMS..... ۱۷۲
- شکل ۸-۲- شباهت مدل دگرسانی در کمر بند پیریتی ایبرین در اسپانیا با مدل دگرسانی کانسار ورندان..... ۱۷۶
- شکل ۸-۳- میزان ذخیره تعداد ۵۰۹ کانسار سولفید توده‌ای از (Ohmoto, 1996)..... ۱۷۸
- شکل ۸-۴- نمودار تعیین تیپ کان‌زائی (Sanchez-Espana et al, 2000)..... ۱۸۲
- شکل ۸-۵- نمودار تعیین تیپ کان‌زائی (Wilkinson, 2001)..... ۱۸۲
- شکل ۸-۶- جایگاه تکتونیکی کانسار ورندان و کانسارهای مورد مطالعه..... ۱۸۴
- شکل ۸-۷- تشکیل کانسار ورندان توسط صورت ستون شناور (Buoyant brine)..... ۱۸۸
- شکل ۸-۸- مدل تشکیل کانسار ورندان بر اساس مدل (Goodfellow and Peter, 1999; Goodfellow, 2003; Goodfellow, 2007; Solomon, 2008)..... ۱۸۹
- شکل ۸-۹- دسته‌بندی ذخایر VMS بر اساس سنگ میزبان از (Galley et al., (2007)..... ۱۹۵
- شکل ۸-۱۰- مدل ژنتیکی برای تشکیل کانسارهای VMS (Franklin et al, 2005; Gibson et al., 2007)..... ۱۹۶
- شکل ۸-۱۱- دسته‌بندی کانسارهای کروکو (Horikoshi & Shikazono, (1978)..... ۲۰۱
- شکل ۸-۱۲- تیپ کانسنگ در کانسار ورندان..... ۲۰۲
- شکل ۸-۱۳- تحولات سیالات کانه‌ساز در زیرافق‌های کانسار ورندان بر اساس مدل (Ohmoto, (1996)..... ۲۰۲
- شکل ۸-۵- بازسازی حوضه آتشفشانی- رسوبی در زمان ائوسن در منطقه کاشان و جایگاه کانسارهای سولفید توده‌ای باریت- سرب-مس- روی در آن..... ۲۰۶

فهرست جداول

- جدول ۱-۵- نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)..... ۱۰۲
- جدول ۱-۶- نتایج آنالیزهای دماسنجی و تعیین شوری در سیالات درگیر..... ۱۲۳
- جدول ۱-۷- نتایج آنالیز شیمیایی XRF سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه..... ۱۳۲
- جدول ۲-۷- ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار ورندان..... ۱۴۷
- جدول ۳-۷- لیست نمونه‌ها و انواع آنالیزهای ژئوشیمیایی..... ۱۵۰
- جدول ۴-۷- ضریب همبستگی عناصر در کانسار ورندان..... ۱۵۷
- جدول ۵-۷- نتایج آنالیز شیمیایی ICP-OES و XRF زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورندان..... ۱۵۸
- جدول ۶-۷- راهنمای علائم اختصاری و نشانه‌های روی اشکال در الکترون پروپ..... ۱۶۵
- جدول ۷-۷- ترکیب شیمیایی نقاط مقطع 2-G-15 به روش الکترون میکروپروپ..... ۱۶۶
- جدول ۸-۷- ترکیب شیمیایی نقاط مقطع 3-K-25 به روش الکترون میکروپروپ..... ۱۶۶
- جدول ۱-۸- نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های مختلف در زیرافق اول کانسار ورندان..... ۲۰۱
- جدول ۲-۸- نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های مختلف در زیرافق دوم کانسار ورندان..... ۲۰۱
- جدول ۳-۸- نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های مختلف در زیرافق دوم کانسار ورندان..... ۲۰۱
- جدول ۴-۸- مقایسه کانسار ورندان با ویژگی‌های انواع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)..... ۲۰۳
- جدول ۵-۸- مقایسه کانسارهای منطقه با کانسارهای ایران و جهان..... ۲۰۴

فصل اول کلیات



VARANDAN MINING AREA

- مقدمه
- موقعیت جغرافیایی
- شرایط آب و هوایی منطقه
- وضعیت اجتماعی و اقتصادی منطقه
- زمین ریخت شناسی
- فعالیت های معدن کاری منطقه
- تاریخچه مطالعات و کارهای انجام شده قبلی
- انواع کانسارهای باریت
- طرح مسأله و هدف از مطالعه
- روش انجام مطالعات

Chapter1: General

باریت^۱ با فرمول $BaSO_4$ جزو کانی‌های سولفات است که در جامعه کاربرد و مصارف متفاوتی دارد. ترکیبات عنصر باریم در صنعت نفت و گاز اهمیت زیادی دارد و به عنوان عامل سنگین کننده گل حفاری به کار برده می‌شود. همچنین باریت در تولید رنگ، آجر، سرامیک، شیشه و لاستیک نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد. این ماده معدنی به دلیل وزن مخصوص زیاد از سال‌های ۱۹۳۰ در حفاری‌های اکتشافی مورد استفاده قرار گرفته است. در ایران تا سال ۱۳۳۸ هجری شمسی، باریت مورد نیاز برای شرکت‌های نفتی از خارج تامین می‌شد ولی از این تاریخ به بعد، اولین استخراج و بهره برداری از معادن توسط دو شرکت عمده باریت ایران و ماگوبار آغاز گردید و در سال‌های ۵۶-۱۳۵۵ به اوج تولید خود یعنی ۲۲۰ هزار تن در سال رسید. در سال ۱۳۴۰، اولین کارخانه تهیه پودر باریت تاسیس و به مرحله بهره برداری رسید. دو کارخانه دیگر تولید پودر باریت، در سال ۱۳۵۳ در پزندک ساوه و سلفچگان شروع بکار نمودند. در سال ۱۳۵۳ تعداد ۳۰ معدن باریت فعال بوده که اکثریت آنها در استان مرکزی واقع شده‌اند. مهمترین عامل تعیین کننده تقاضا برای باریت، میزان فعالیت صنایع حفاری در جهان است. بنابراین تولید باریت به میزان تقاضا برای نفت بستگی دارد. باید توجه داشت که اکتشاف حوزه‌های نفتی جدید، اکتشاف مواد معدنی در اعماق بیشتر، رعایت مسائل زیست محیطی در صنایع شیمیایی مصرف کننده باریت نیز بر رشد تولید این کانه تاثیر دارند. باتوجه به اینکه بخش مهمی از باریت مورد نیاز شرکت نفت در گذشته از معدن باریت دره کاشان استخراج می‌گردیده و علاوه بر این، این ماده معدنی کاربرد فراوان دیگری در صنعت کشور دارد لذا کشف و استخراج ذخایر جدید باریت ضرورت دارد. از این رو مطالعه ذخایر باریت- فلزات پایه در جنوب کاشان مثل کانسار ورندان می‌تواند موجب ارائه کلیدی اکتشافی و کشف ذخایر جدید گردد که این امر از اهداف اصلی

1 - Barite

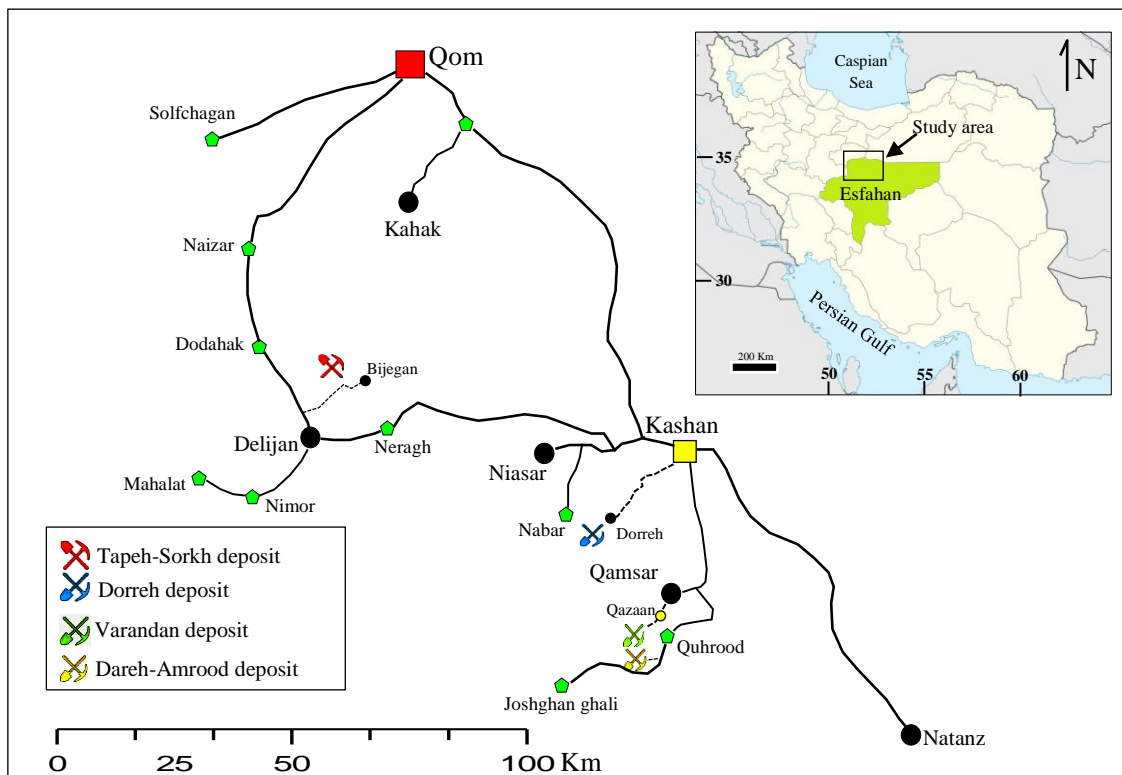
این تحقیق است.

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

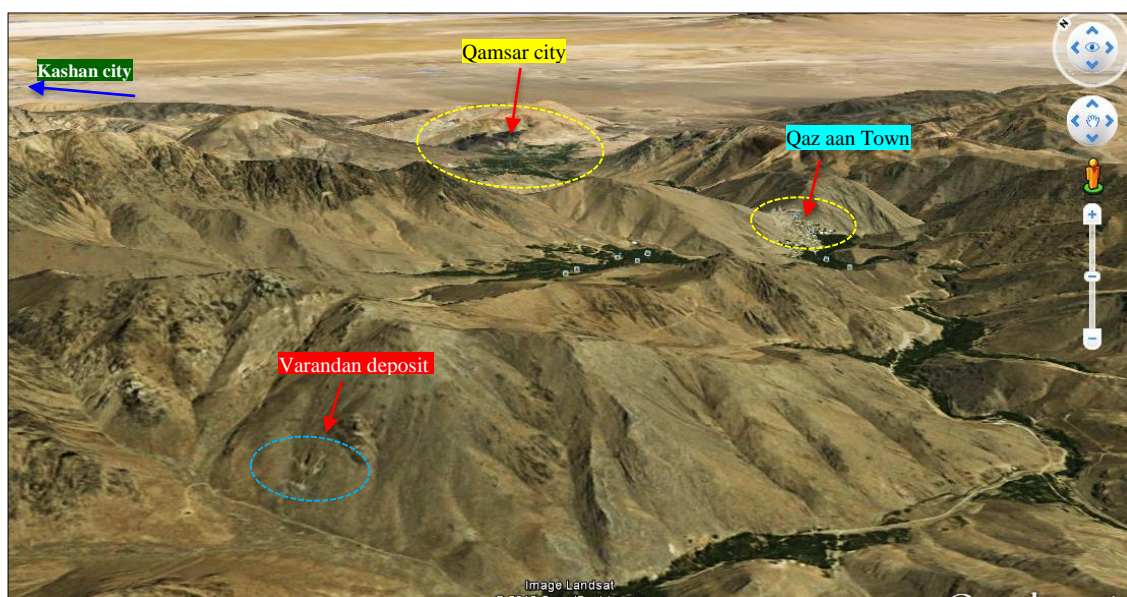
کانسارهای مورد مطالعه در استان اصفهان و در منطقه کاشان - دلیجان قرار گرفته‌اند (شکل ۱-۱). دسترسی به کانسار ورندان از طریق جاده آسفالتی کاشان - قمصر - قزآن و سپس جاده شوسه درجه ۳ تا کانسار ورندان امکان‌پذیر می‌باشد (شکل ۱-۱ و ۲-۱). راه‌های دسترسی به کانسار دره‌امروود از طریق جاده آسفالتی کاشان - قهرود - کامو می‌باشد و در فاصله ۸ کیلومتری جنوب قهرود جاده فرعی شوسه درجه ۳ به طول ۱ کیلومتر به این کانسار منتهی می‌شود. راه دسترسی به کانسار دره (درین) کاشان از طریق جاده آسفالتی کاشان - روستای دره امکان‌پذیر می‌باشد (شکل ۱-۱). و همچنین کانسار باریت تپه سرخ از طریق اتوبان قم - دلیجان، مسیر فرعی آسفالتی در ۵ کیلومتری مانده به دلیجان، به سمت روستای بیجگان و از این روستا از طریق جاده خاکی به طول ۴ کیلومتر در جهت شمال‌غرب امکان‌پذیر می‌باشد (شکل ۱-۱).

۳-۱- شرایط آب و هوای منطقه

آب و هوای این منطقه کوهستانی سرد است و گاه فصل سرد حدود ۷ ماه به درازا می‌کشد. از نظر تقسیم‌بندی اقلیمی، منطقه در فلات مرکزی ایران قرار می‌گیرد ولی آب و هوای عمومی این منطقه به دلیل ارتفاعات قابل توجه از آن تبعیت نمی‌نماید و به علت کوهستانی بودن دارای تابستان‌های خشک و زمستان‌های سرد است. حداکثر دما در مردادماه به حدود ۳۰ درجه و حداقل آن در ماه‌های بهمن و اسفند به حدود ۱۵- درجه سانتیگراد می‌رسد. رودخانه بنی رود (بن رود) از رودهای دائمی و آبدار است که از ارتفاعات باختری و جنوبی منطقه تغذیه شده و به سمت قزآن و قمصر جریان می‌یابد.



شکل ۱-۱- نقشه راه‌های دسترسی به کانسارهای مورد مطالعه در جنوب شرق قم (در استان اصفهان)



شکل ۲-۱- موقعیت کانسار ورندان در تصویر هوایی مایل، دید به سمت شمال شرقی.

۱-۴- وضعیت اجتماعی و اقتصادی منطقه

با وجود محدودیت‌هایی از نظر خاک‌شناسی در منطقه فعالیت کشاورزی به ویژه باغداری از اهمیت خاصی برخوردار است و ساکنین این منطقه علاوه بر پرورش گل جهت گلابگیری، کشت محصولات میوه‌ای و غله‌ای به دامپروری نیز اشتغال دارند. به دلیل ییلاقی بودن منطقه و مسافرت جمعی کثیر در فصول گرم به آن، بخشی از درآمد عمومی از این طریق به دست می‌آید. امکانات رفاهی این روستاها در حد خوب می‌باشد. گویش اهالی منطقه عموماً زبان فارسی با لهجه کاشانی است.

۱-۵- زمین ریخت‌شناسی منطقه ورنندان

منطقه ورنندان را می‌توان بخشی از ارتفاعات غیر منقطع رشته مانند قهرود با روند عمومی شمال باختری- جنوب‌خاوری دانست که به سمت جنوب‌خاوری تا ارتفاعات کرمان کشیده شده و دارای طول بیشتر و ارتفاع بلندتر از دیگر رشته کوه‌های داخلی می‌باشد. دو رودخانه دائمی و کم آب منطقه، یکی در بخش باختری و دیگری در بخش خاوری با روند تقریبی شمالی- جنوبی جریان دارند و آبراهه‌ها و جویبارهایی که آنها را تغذیه می‌نمایند بیشتر با روند باختری- خاوری تظاهر می‌نمایند. شکل این آبراهه‌ها اغلب دندریتی و گاهی از نوع بریده بریده^۱ است که هیچ‌الگوی خاصی را نشان نمی‌دهند. پایین‌ترین ارتفاع منطقه در تراز بستر رودخانه‌ای حدود ۲۳۵۰ متر است که با مرتفع‌ترین نقطه (۳۳۰۰ متر) نزدیک به ۹۵۰ متر اختلاف دارد. به علت وارد شدن نیروهای فشارشی متراکم بر منطقه و گسله بودن اغلب دره‌ها، شیب توپوگرافی بسیار شدید می‌باشد و این مسئله سبب آن گردیده که راه دسترسی به برخی نقاط منطقه، به ویژه در فصول سرد و هنگام بارش برف غیر ممکن گردد. به علت فراوانی بارش برف و باران در منطقه، عامل عمده فرسایش را می‌توان عمل فرسایش مکانیکی آب و نیز تغییرات زیاد حرارت هوا دانست که با پدیده انقباض و انبساط سنگ‌ها، سبب ایجاد درز و

۱ - Insequent

شکاف‌های سطحی در آن‌ها می‌گردد. بلندی‌های منطقه از دو گونه کاملاً متمایز می‌باشند، صخره‌های ناهنجار، خشن و برجسته عموماً از نوع آتشفشانی- آواری (توف آندزیتی و یا توف‌های سیلیسی) و تپه‌های هنجار و نسبتاً ملایم به ویژه از جنس گرانیت و گرانودیوریت (شکل ۱-۳).

بر اساس مطالعات انجام گرفته، زمین‌ریخت‌شناسی در محل کانسار ورندان شامل یک تاقدیس و ناودیس بوده که دارای روند محوری (NE-SW) می‌باشد (شکل ۱-۴). توالی آتشفشانی- رسوبی تشکیل دهنده این تاقدیس ماهیت بایمدال^۱ داشته و دارای سن ائوسن میانی می‌باشد که در زمان سنوزوئیک در داخل یک حوضه کششی درون کمانی نهشته شده و سپس توسط حرکات کوهزایی جوان دچار دگر شکلی شده و به صورت یک تاقدیس درآمده است. همچنین در بین این تاقدیس و ناودیس یک گسل امتدادلغز راست‌گرد باعث جابجایی واحدها و ایجاد دره ورندان در امتداد این گسل شده است (شکل ۱-۴).

۱-۶-۱- فعالیت‌های معدن کاری منطقه و تاریخچه مطالعات و کارهای انجام شده قبلی

۱-۶-۱-۱- فعالیت‌های معدن کاری در جنوب کاشان

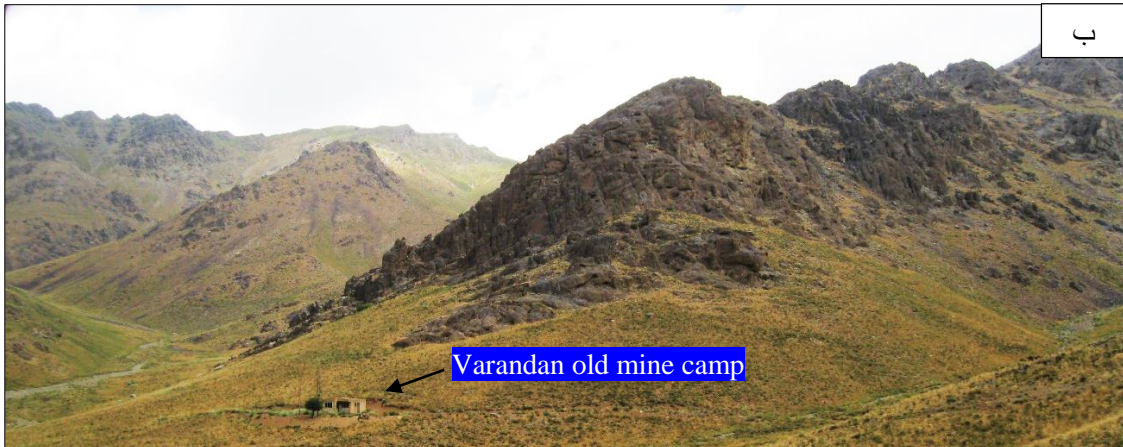
فعالیت‌های معدنی در رابطه با کانی‌سازی باریت در منطقه جنوب کاشان به صورت فعالیت‌های قدیمی و آثار شدادی در چندین نقطه از گستره توالی آتشفشانی- رسوبی مشاهده شده است، این فعالیت‌ها در واحدهای چینه‌شناسی E_5^t (توف سیلیسی و توف‌برش همراه با میان لایه‌های از جنس آهک نومولیت‌دار) و E_6^v (آذراواری‌ها و گدازه‌های آندزیت- بازالت و ریولیت و ...) میزبان کانی‌زائی‌های منطقه، به صورت حفر تونل‌های افقی و قائم با طول و عمق‌های محدود در امتداد ماده معدنی در کانسار ورندان و دره‌امروود صورت گرفته است، همچنین آثار برداشت‌های سطحی و عملیات انفجاری توسط شرکت باریت درین کاشان نیز مشاهده می‌گردد (شکل ۱-۵). پروانه بهره برداری معدن باریت

۱ - Bimodal

دره در تاریخ ۱۳۵۵/۸/۱۸ بنام شرکت سهامی خاص درین کاشان صادر گردید. عملیات استخراجی تا مدت‌ها متوقف ماند و از سال ۱۳۶۶ بهره برداری از آن آغاز شده، که در این مدت برای جبران کمبود خوراک کارخانه فرآوری از کانسار باریت ورندان نیز باریت استخراج شده است. که در سال ۱۳۸۹ استخراج از این معدن بطور کامل متوقف می‌شود.

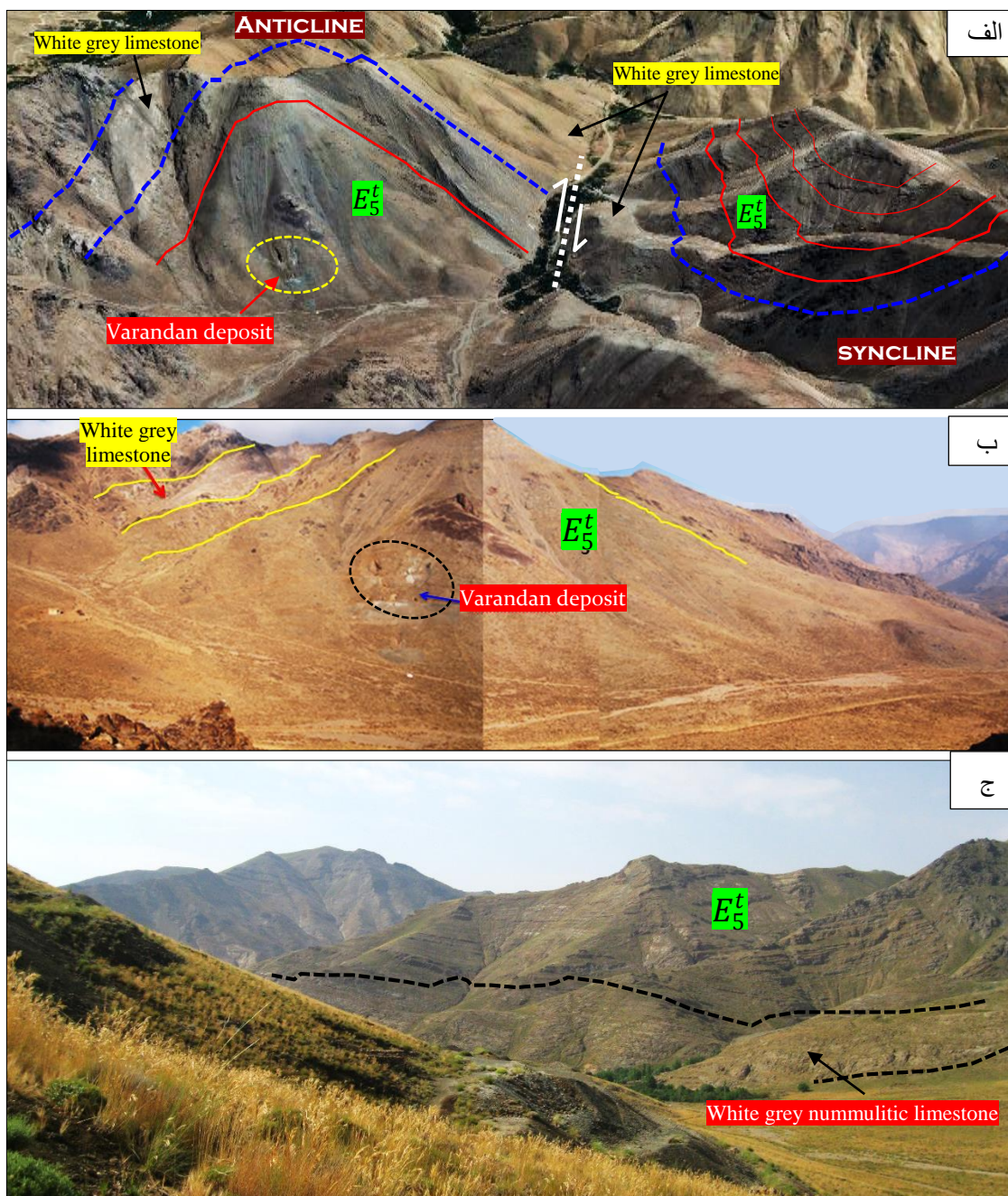


الف



ب

شکل ۱-۳-الف- تپه‌های هنجار و نسبتاً ملایم از جنس گرانیت و گرانودیوریت خردشده. ب- صخره‌های ناهنجار و خشن و برجسته آتشفشانی- آواری (توف‌های سیلیسی و ...)



شکل ۱-۴-الف- تاقدیس و ناودیس با روند محوری (NE-SW) در منطقه معدنی ورندان و جابجایی واحدهای رسوبی آهک نومولیت‌دار در امتداد گسل امتدادلغز نمایان می‌باشد، دید به سمت شمال شرق. ب- تاقدیس ورندان که واحد آهک نومولیت‌دار در یال شمال غربی آن نمایان است، کانسار ورندان در واحدهای E_5^t (توف سیلیسی و توف برش همراه با میان لایه‌های از جنس آهک نومولیت‌دار) در مرکز این تاقدیس رخ داده است. ج- نمای از ناودیس ورندان که واحد آهک نومولیت‌دار در کف دره و در زیر واحد E_5^t قرار گرفته است.



شکل ۱-۵- آثار انفجاری و کندکاری و تونل‌ها در منطقه معدنی ورنندان که نشان از کارهای شدادی قدیمی در منطقه مورد مطالعه دارد. الف- ترانشه در امتداد لایه معدنی باریت در زیرافق دوم، ب- تونل شماره دو در زیرافق سوم کانه‌زائی و ج- دپوهای باطله در کانسار ورنندان

۱-۶-۲- مطالعات قبلی در مورد زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه جنوب کاشان و قمصر

مطالعات انجام شده در این منطقه از قدیم به جدید به شرح زیر است:

- مهدوی زفرقندی و حسن‌زاده در سال ۱۳۵۷ در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه شمال‌غربی نطنز (دره ابیانه) و منطقه قمصر- قهرود را مورد مطالعه قرار داده‌اند و توده‌های نفوذی منطقه قهرود را به نام استوک تونالیتی قمصر- قهرود نام‌گذاری کرده‌اند.

- در سال ۱۳۵۹ نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان از طرف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، توسط زاهدی و عمیدی منتشر شد.
- تقی‌زاده و رضوی در سال ۱۳۶۱ از سازمان زمین‌شناسی کشور و اکتشافات معدنی کشور، کانه‌زائی کبالت را در معدن لاجورد قمصر کاشان مورد بررسی قرار داده‌اند.
- در سال ۱۳۶۱ نا صرخوئی براساس مطالعات مقاطع صیقلی برروی نمونه‌های معدن لاجورد دو فاز کانی‌سازی اکسیدی و سولفیدی را مشخص نمود.
- نیکولاس^۱ (1983) معدن لاجورد کاشان را با روش IP و پیمایش مغناطیسی مورد عملیات اکتشافی ژئوفیزیکی قرار داده است.
- وزیری در سال ۱۳۶۷ در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی جنوب و جنوب‌غرب کاشان را مورد مطالعه قرار داده‌است.
- حاجی‌علیلو در سال ۱۳۶۸ در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، پتانسیل‌های معدنی جنوب قمصر را مورد بررسی قرار داد.
- مهندسین مشاور تحقیقات معدنی خاک خوب گروه اکتشافات ناحیه‌ای سال (۱۳۷۰) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه قهرود کاشان به صورت نیمه تفصیلی مطالعاتی در گوشه شمال‌غربی نقشه انجام داده‌اند که در آن توصیف ناحیه‌ای از منطقه ورن‌اندان ارائه داده‌اند.
- در سال ۱۳۷۲ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه کاشان توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) منتشر شد.

۱- Nicolas

- برنا و جان نثاری در سال ۱۳۷۳ عملیات اکتشافی و متالوژنی را در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان انجام دادند.

- حسنی پاک در سال ۱۳۷۴ اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک را در محدوده برگه‌های کاشان-نطنز-طرق (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) و در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان انجام دادند.

- جان نثاری در سال ۱۳۷۵ در قالب پایان نامه خود، اکتشافات معدنی را با نگرشی ویژه بر سیمای متالوژنی، در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان انجام داد.

- ایزدی در سال ۱۳۷۵ در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود، سنگ شناسی و ژنز باریت-سرب قزآن قمصر را مورد بررسی قرار داده و کانه‌زائی در این منطقه را محصول فعالیت‌های گرمایی اپی‌ترمال دانست.

- بشیری در سال ۱۳۷۸ در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد به بررسی کانی شناسی و سنگ شناسی اسکارنها، مرمرها و هورنفلس‌های حدفاصل میمه-قمصر پرداخت.

- نوربخش (۱۳۷۹) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، اسکارن‌های اطراف توده نفوذی قهرود بررسی کرد.

- جعفری (۱۳۸۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی قهرود پرداخت.

- اسداللهی (۱۳۸۲) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود، پتروژنز و پتانسیل کانه‌زائی اسکارن‌های منطقه قزآن را مطالعه نمود.

- آهنکوب (۱۳۸۲) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی هاله دگرگونی توده نفوذی قهرود پرداخت. وی پترولوژی متابلیت‌ها را مورد بررسی قرار داد.

- فرخ پی (۱۳۸۹) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد کانسار ورندان قزآن را مورد مطالعه قرار داده و این محقق کانه‌زائی را محصول فعالیت‌های رگه‌ای- گرمایی اپی‌ترمال دانست.

- وکیلی نوش‌آبادی ۱۳۹۳ در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی کانسار اسکارن ورتاوه در منطقه قهرود پرداخت.

۱-۶-۳- مهمترین مطالعات انجام گرفته در منطقه ورندان و کانسار باریت- سرب- مس ورندان به طور کلی مطالعات زمین‌شناسی صورت گرفته بر روی این ناحیه بسیار محدود است. مهمترین مطالعات صورت گرفته در منطقه با توجه به اینکه در بالا نیز اشاره گردید عبارتند از:

- مهندسین مشاور تحقیقات معدنی خاک خوب گروه اکتشافات ناحیه‌ای سال (۱۳۷۰) در نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه قهرود کاشان به صورت نیمه تفصیلی مطالعاتی در گوشه شمال غربی نقشه انجام داده‌اند که در آن توصیف ناحیه‌ای از منطقه ورندان داشته‌اند.

- ایزدی (۱۳۷۶) و فرخ پی (۱۳۸۹) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد کانسار ورندان قزآن را مورد مطالعه قرار داده و این محققین کانه‌زائی را محصول فعالیت‌های رگه‌ای- گرمایی اپی‌ترمال دانسته‌اند.

۱-۷- انواع کانسارهای باریت

از نظر زمین‌شناسی باریت در انواع سنگ‌ها، شامل سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی یافت می‌شود، ذخایر این کانی در طبیعت به سه صورت رگه‌ای، لایه‌ای و برجای مانده تشکیل می‌شود. بصورت کلی انواع کانسارهای باریت از لحاظ ژنتیکی بر اساس مطالعات پول^۱ (2011) و با توجه به درجه اهمیت اقتصادی آن‌ها (Clarke et al., 1990) دسته‌بندی شده است که عبارتند از:

1- Pohl

۱- ذخایر گرمابی- دیاژنتیکی، باریت زیردریایی (سدکس^۱) به عنوان مثال باریت ایالات وایتی^۲ در جنوب چین.

۲- ذخایر گرمابی- آتشفشانی، برونمی‌های زیردریایی باریت سولفید توده‌ای آتشفشانزاد^۳، به عنوان مثال نوع کورکو^۴.

۳- رگه‌های باریتی اپی‌ژنتیک- گرمابی، سیالات گرمابی- برونمی پرکننده غارهای کارستی و باریت متاسوماتیزم موجود در کربنات‌ها که معمولاً گرمابی- دیاژنتیکی هستند به عنوان مثال سیلورماین ایرلند^۵ و ناحیه آپالاش در جنوب غربی کویبک^۶ (Paradis and Lavoie, 1996).

۴- رگه‌های باریتی اپی‌ژنتیک- گرمابی در غیرکربنات‌ها که سنگ میزبان آنها شیست و گری وک‌ها است (به عنوان مثال بدلاتبرگ^۷ در آلمان).

۵- گرمابی- برونمی‌ها باریت (قابل مقایسه با رسوب تراورتن، به عنوان مثال لس ردوتیری^۸ در فرانسه).

۶- باریت نفوذی در کارست‌ها (مثال‌های از این نوع کانسارها ساردینا^۹ در ایتالیا، فلوروس^{۱۰} در بلژیک).
۷- کانسار باریت با میزبان تبخیری‌ها (به عنوان مثال پسن^{۱۱} در فرانسه).

۱ - Sedex

۲ - Witherite

۳ - Volcanic massive sulfide (VMS)

۴ - Kuroko

۵ - Silvermines Ireland

۶ - Appalachian district in southwest Quebec

۷ - BadLauterberg

۸ - LesRedoutieres

۹ - Sardinia

۱۰ - Fleurus

۱۱ - Pessens

۸-۱- طرح مسأله وهدف از مطالعه

کانسار باریت-سرب-مس ورندان، در ۲۰ کیلومتری جنوب کاشان، ۷ کیلومتری جنوب غرب قمصر، و ۵ کیلومتری غرب رو ستای قزآن قرار دارد. از دیدگاه زمین شناسی ساختاری، این نهشته در پهنه آتشفشانی-نفوذی ارومیه-دختر واقع شده است. بر اساس نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲)، سنگ‌های منطقه شامل توفسیلیسی خاکستری و سبزرنگ، توف‌های برشی، شیل و مارن و سنگ‌های آذرآواری به سن ائوسن میانی تا بالایی، آهک نومولیت‌دار سفید متمایل به خاکستری به سن ائوسن میانی، گرانیت و گرانودیوریت بعد از میوسن زیرین (میوسن میانی؟) و پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌های جوان به سن کوارترنری (پلیستوسن) است (شکل ۱-۷). کانسار باریت-سرب-مس تشکیل شده در سنگ‌های توفسیلیسی خاکستری و سبزرنگ و توف‌برش، به سن ائوسن میانی رخ داده است. در حال حاضر کانسار بصورت متروکه می‌باشد. شواهد بدست آمده بیانگر آنست که با برنامه‌ریزی دقیق به‌مراه مطالعات اصولی و بنیادی مبتنی بر روش‌های عملی می‌توان این معدن را مجدداً احیاء و مورد بهره برداری قرار داد. در این فصل به کلیاتی در مورد این کانسار و همچنین چگونگی و روش کار پرداخته خواهد شد.

۹-۱- روش مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:

۱-۹-۱- گردآوری اطلاعات

- مطالعه کلیه منابع لازم در ارتباط با موضوع تحقیق

- جمع‌آوری اطلاعات مربوط به منطقه مورد مطالعه (جمع‌آوری نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان، ۱/۲۵۰۰۰۰ قم، گلپایگان، آران و کاشان) و تهیه عکس‌های هوایی ۱/۲۰۰۰۰ و ۱/۵۰۰۰ و ماهواره‌ای).

۱-۹-۲- مطالعات صحرایی

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

- تهیه نقشه زمین شناسی معدنی بصورت نیمرخ در مقیاس ۱/۵۰۰۰ از منطقه معدنی کانسار باریت ورندان که در برگیرنده اهداف ذیل است:

- شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط با یکدیگر و همچنین برداشت ساختارهای مهم موجود در محدوده مورد مطالعه.

- مشخص نمودن موقعیت فعالیت‌های معدنی و چگونگی ارتباط آن‌ها با واحدهای سنگی و افق‌های معدنی احتمالی.

- مطالعه ژئومتری، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های ناحیه‌ای، محلی، رخنمون و نمونه دستی.

- نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی از تونل‌های معدن: نمونه‌برداری عمود بر روند ساختارها (لایه‌بندی) صورت گرفته و مبنایی آن تغییرات لیتولوژی (سنگ‌شناسی)، رنگ و بافت بوده است.

۱-۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی

- تهیه ۴۷ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های سنگی مختلف و مطالعه بافت و ساخت، کانی شناسی و پاراژنز کانه‌ها.

- تهیه ۶ مقطع دوبرصیقلی برای انجام مطالعات میکرومتری سیالات درگیر بروی آن‌ها.

- تجزیه ۵ نمونه به روش پراش پرتو (XRD) به منظور شناسایی کانی‌ها.

- تجزیه ۲۲ نمونه به روش فلورسانس اشعه (XRF) به منظور بررسی‌های ژئوشیمی کانسار ورندان.

- تجزیه ۵ نمونه به روش XRF به منظور تعیین میزان عناصر اصلی و بررسی وضعیت سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی و روند ماگمایی آن‌ها.

- تجزیه ۲۲ نمونه به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب (Trace element) و بررسی‌های ژئوشیمی افق‌های کانهدار کانسار ورندان با روش (ICP-OES).

- تجزیه ۲ نمونه به منظور تعیین انواع کلریت‌ها در زیرافق اول و دوم کانسار ورندان با روش الکترون میکروپروپ (EPMA).

- آماده سازی ۵۵ نمونه از سولفیدها و باریت برای تجزیه ایزوتوپی از سه کانسار، ورندان، دره و دره‌امرود. تعداد ۶ نمونه سرب از کانسار ورندان، دره‌امرود و دره جهت سن‌سنجی ایزوتوپی سرب/سرب به آزمایشگاه کشور اتریش ارسال شده است.

۱-۹-۴- تحلیل داده‌ها و نگارش پایان‌نامه

نتایج حاصل از مراحل قبل با مطالعه کتب مرجع و مقالات و استفاده از نرم افزارهای کامپیوتری از جمله Arc GIS، Excel، Global Mapper 12، GCDkit 3.00، و Portable IBM SPSS Statistics v19.0.0.329 دست‌بندی، پردازش و تلفیق گردیده و در نگارش پایان‌نامه از آن‌ها بهره برداری شده است.

فصل دوم: زمین شناسی ناحیه ای



QOM AND LOWER RED FORMATION IN
THE STUDY AREA

- مقدمه
- ویژگی های ساختاری - تکتونیکی پهنه ارومیه - دختر
- کانی سازی در پهنه ارومیه - دختر
- جغرافیای دیرینه
- فعالیت های تکتونیک و کانی در منطقه مورد مطالعه
- زمین شناسی
- تشکیلات پالئوزوئیک - تریاس
- ژوراسیک (یاس)، تشکیلات شنگ
- کرتاسه زیرین (اپسین - آپسین)
- انوس، ایکوس (سازند قرمز زیرین)
- میوسن (سازند قرم، میوسن بالایی (سازند قرمز بالایی))
- پلیوسن، کوارتزرزی و توده نفوذی قزو

Chapter2: Geological setting

۲-۱- مقدمه

کانسارهای مورد مطالعه در حوضه درون کمانی، عمود بر روی نوار ماگمایی ارومیه- دختر در جنوب غرب کاشان در بین زون‌های سنندج- سیرجان و ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۲-۱). این حوضه بعداً توسط توده‌های گرانیتی- گرانودیوریتی منطقه مورد نفوذ واقع گردیده است. همچنین توسط فازهای کوهزائی جوان دچار دگرشکلی شده است. کل این سامانه بصورت رشته کوه قهرود- کرکس در جهت NW-SE در منطقه شناخته می‌شود.

در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲)، پهنه‌های ساختاری ارومیه- دختر و ایران مرکزی دیده می‌شود. سازندهای دوران قدیمی زون ایران مرکزی در جنوب شرقی نقشه در یک تاقدیس رخنمون دارند. واحدهای آتشفشانی- رسوبی (میزبان کانه‌زائی‌های منطقه) و ماگماتیسم‌های ترشیری دوران سنوزوئیک کمربند ارومیه- دختر بخشی از ورقه کاشان در جنوب قم را تشکیل می‌دهند.

۲-۲- ویژگی‌های ساختاری- تکتونیکی پهنه ارومیه- دختر

ایران تقریباً در وسط کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا واقع شده است (Molinaro et al., 2005). کوه‌های زاگرس بخشی از این کمربند کوهزائی می‌باشد که ۳۵۰-۲۰۰ کیلومتر عرض دارد و از مجموعه‌ای از رشته کوه‌ها با طول بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر از جنوب شرقی ترکیه تا ایران گسترده شده است (Safa'i, 2009) و شامل چهار منطقه عمده تکتونیکی می‌باشد (شکل ۲-۱): نوار ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA)، زون سنندج- سیرجان (SSZ)، زاگرس مرتفع (HZB) و کمربند تراست- گسلی زاگرس (ZFTB) (Alavi, 1994; Aghanabati, 2004; Ghasemi and Talbot, 2004; 2006; yeganeh et al, 2012). کمربند ماگمایی ارومیه- دختر طولانی‌ترین پهنه آتشفشانی- رسوبی ایران مرکزی است و به عنوان یک کمان قاره‌ای در ترشیری به طول ۱۷۰۰ کیلومتر شکل گرفته است

(شکل ۱-۲). ابتدای این نوار ماگمایی در آذربایجان و انتهای آن کوه بزمان و غسل میناب در سیستان و بلوچستان است. قسمت اعظم این محور را سنگ‌های آذرین به ویژه سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک تشکیل می‌دهند. برخی از محققان علت اصلی تشکیل این کمر بند را فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی و برخورد دو صفحه عربستان و ایران می‌دانند (King, 1971; Berberian, 1971; Takin, 1971; Crick, 1974; Kursten, 1975 and Jung, 1985).

پس از فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین خوردگی، بالاآمدگی و جابجایی افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی، سرزمین ایران بجز زاگرس و کپه‌داغ را تحت تاثیر قرار داده است. نتیجه این فاز کششی، ولکانیسم شدیدی بود که از ائوسن آغاز شد و مراحل بعدی آن در الیگوسن آغازین، میوسن، پلیوسن و کواترنری ادامه یافت. فعالیت آتشفشان‌های کنونی را نیز دنباله همین ولکانیسم می‌توان بحساب آورد. آتشفشان‌های تر شیری پهنه ارومیه- دختر عمدتاً انفجاری و از نظر ترکیب شیمیایی غالباً اسیدی با MgO ناچیز و سرشار از CaO است. وجود فوران‌های زیردریایی، رسوبات کم‌عمق، رخساره‌های قاره‌ای قرمز رنگ (سازند قرمز تحتانی و فوقانی) بر روی مواد آتشفشانی، پسروری و پیشروی دریای کم‌عمق را نشان می‌دهد. سری‌های قرمز تحتانی و فوقانی، حاصل فرسایش سنگ‌های آتشفشانی در محیط‌های گرم قاره‌ای می‌باشند.

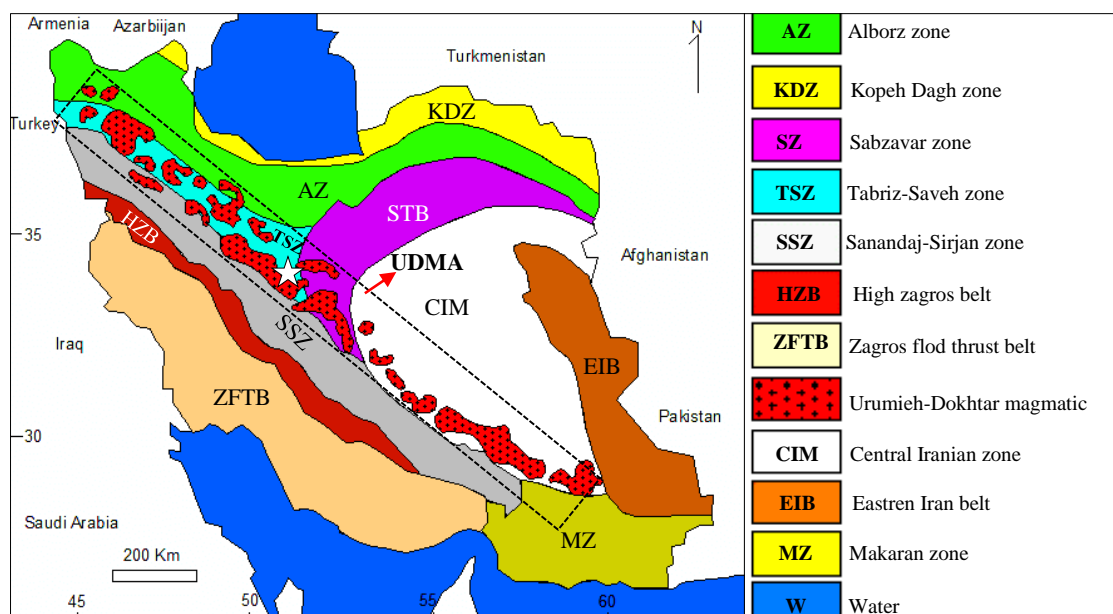
در این کمر بند توده‌های نفوذی زیادی مشاهده می‌شوند که در طول ائوسن، الیگوسن و میوسن جایگزین شده‌اند. از جمله این توده‌ها می‌توان توده نفوذی سرچ شمه، گرانیات و گرانودیوریت جبال- بارز، توده نفوذی نطنز، گرانیات و گرانودیوریت قهرود و... را نام برد.

پهنه ارومیه- دختر از نظر ولکانیسم (کرتاسه فوقانی و ائوسن) و از لحاظ پلوتونیسم (ائوسن- الیگوسن و میوسن میانی) می‌باشد که با فازهای کوهزائی پیرینه و استیرین مصادف هستند. این فازهای کوهزائی به عنوان عامل تحریک کننده در مناطق از پیش داغ شده در اثر ولکانیسم محسوب می‌گردند

(Schroder, 1944 and Stocklin, 1968). ویژگی‌های این پهنه از دیدگاه زمین‌شناسی عمومی

عبارتند از:

(۱) روند کلی شمال باختری- جنوب خاوری (۲) متشکل از ردیف‌های آتشفشانی (انواع گدازه‌ها و آذرآواری‌ها با ترکیبی از بازالت تا ریولیت) و آتشفشانی- رسوبی (حجم عظیمی از آواری‌ها) (۳) توده‌های نفوذی از جنس گابرو تا گرانیت با طیف سنی پالئوسن تا پلیوسن، سنگ‌های قدیمی‌تر این کمربند را قطع می‌کنند. (۴) در قسمت جنوبی آن پی سنگ قدیمی (پرکامبرین- کامبرین) کمتر دیده می‌شود که در پایانه شمالی برونزد بیشتری دارد. (۵) در طول ترشیاری شدت آتشفشانی یکسان نبوده و در زمان‌هایی مانند ائوسن میانی فعالیت شدیدی داشته است. (۶) سنگ‌های نفوذی زون ارومیه- دختر، به گونه‌ای مشخص، ترکیبی از دیوریت تا گرانیت و سنگ‌های آتشفشانی آن ترکیبی از بازالت تا ریولیت دارند. سن این سنگ‌ها از ائوسن تا پلیوسن متغیر است و گاه به کواترن هم می‌رسد.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه (☆) در نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی- ساختاری ایران بر گرفته از (آقابات، ۱۳۸۳) (علوی و همکاران، ۱۳۷۲).

مطالعات فورستر و همکاران^۱ (1972) که در محدوده‌ای به وسعت ۹۰۰۰ کیلومتر مربع در زون ارومیه- دختر صورت گرفته است، می‌توان ردیف‌های آتشفشانی این ناحیه را به صورت زیر نوشت:

۲-۲-۱- پالئوسن بالایی - ائوسن زیرین

شامل مجموعه سنگ‌های آکالن و حدواسط که اغلب شامل تراکی آندزیت‌ها، تراکی بازالت‌ها و شوشونیت‌ها بوده و مجموعه سنگ‌های ریولیتی بالای آنها، از نوع گدازه‌های ریولیتی، توف‌های پومیسی، توف‌های برشی و گدازه‌های برشی است.

۲-۲-۲- ائوسن میانی

در لوت‌سین (اولین آشکوب ائوسن میانی) پی‌شروی دریای ائوسن افزایش یافته و توالی‌های رسوبی- آتشفشانی (سری‌های سبز) برجای مانده‌اند که شامل سری‌های سبز رسوبی، توف‌های اسیدی، توفیت، مرمرها، سنگ‌های آهکی و کنگلومرا است. این فعالیت بیشتر اسیدی و به طور عمده از نوع فراتوماگماتیک و به شدت انفجاری بوده است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی، بیشتر اولیوین آندزیت، لاتیت- آندزیت، لاتیت- تراکیت، آکالی تراکیت و لوسیت فنولیت تفریتی هستند.

۲-۲-۳- ائوسن بالایی

شامل سنگ‌های آیگنیمبریتی- ریوداسیتی است که توف‌های ریولیتی و ریوداسیتی، پومیسی و آذرآوری در بالایی آن قرار گرفته‌اند (Amidi et al., 1984).

حرکات کوهزایی پیرنه باعث خروج این ناحیه از آب شده و سنگ‌های آتشفشانی پس از این حرکات، بیشتر از نوع آکالن بوده‌است.

1- Forester et al

۴-۲-۲ فوران الیگوسن

یک فوران ریولیتی که دارای فعالیتی از نوع قاره‌ای است، نشان دهنده یک خشکی زائی گسترده در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن می‌باشد. سنگ‌های آذرآواری و ریولیت جریانی، از قسمت زیرین تا بالای این توالی را می‌پوشانند.

۵-۲-۲ فوران الیگومیوسن

در این مرحله، فوران از نوع زیردریایی و آندزیتی بوده که با رسوبگذاری مارن و آهک‌های فسیل‌دار آغاز شده است. این فوران، به صورت انفجاری و در بعضی نواحی نیز به صورت آرام صورت گرفته است، به گونه‌ای که واحد یادشده شامل سنگ‌های آذرآواری و جریانی است.

۶-۲-۲ میوسن پیشین

مواد آتشفشانی آندزیتی و بازالتی در این ناحیه، از آتشفشان‌های نوع چینه‌ای خارج شده است. همزمان با اندکی پس از آن، نفوذی‌های کوچک آنها را همراهی کرده‌اند. البته در پاره‌ای از مناطق، توف‌های اسیدی در بالای آنها دیده می‌شوند که در زیر بخش آهکی قم قرار می‌گیرند.

۷-۲-۲ فوران میوسن میانی

در این مرحله، توده‌های کوچک و بزرگ درونی تشکیل شده‌است. به احتمال زیاد، این توده‌ها وابستگی زایشی با سنگ‌های آتشفشانی اندکی قدیمی‌تر دارند.

تعیین سن مطلق توده گرانودیوریتی - تونالیتی در کوه‌های کرکس مشابه با توده نفوذی قهرود می‌باشد. سن ۱۷-۱۹ میلیون سال (میوسن میانی تا بالایی) را برای این توده‌ها نشان داده است (Amidi, 1975).

۲-۲-۸- میوسن بالایی

فعالیت‌ها میوسن بالایی از نوع ریولیتی و در برخی مناطق نیز آندزیتی است.

۲-۲-۹- فوران میوسن بالایی و پلیوسن

اصولا در این زمان، شدت فعالیت آتشفشانی در ایران، به ویژه پهنه ارومیه- دختر وارد مرحله تازه‌ای شده و سنگ‌های آذرآواری و جریان‌ی، بیشتر با ترکیب آندزیتی را بر جای گذاشته است. در ناحیه ناین- نطنز، فعالیت ماگمایی کالکوالکالن قاره‌ای، برخلاف فعالیت‌های ماگمایی پالئوژن و اوایل نئوژن، دارای مسیر تفریقی پیوسته و مداومی به صورت آندزیت بازالتی-آندزیت-ریوداسیت داشته است.

در آخر این زمان، یعنی در اواخر پلیوسن و اوایل کواترنر، تغییر بسیار مهمی در رژیم فعالیت‌های ماگمایی این زون و به طور کلی ایران رخ داده است، بدین معنی که ماگماتیسم کالکوالکالن با سنگ‌های آندزیتی و آذرآواری وابسته، در این زمان جای خود را به فعالیت ماگمایی آلکالن بازالتی داده است.

۲-۳- کانی سازی در پهنه ارومیه- دختر

به طور کلی، در این پهنه، عمده ذخایر مس ایران به ویژه کانسارهای مس پورفیری (به عنوان مثال سرچشمه، سونگون، دره‌زار، تخت‌گنبد، کالکافی و ...)، مس سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)، بیشتر کانسارهای منگنز (نیریز و...)، پاره‌ای از کانسارهای آهن اسکارنی (به عنوان مثال کانسار ورتاوه و آهن شهرک زنجان)، آهن ماگمایی و آهن-آپاتیت‌دار (سرخه‌دیزج)، تعدادی از کانسارهای سرب و روی، تیپ غیر سولفیدی^۱ (انگوران زنجان)، کانسارهای رگه‌ای (آرپاچای و شاکین)، کانسارهای طلا (آق‌دره، زره شوران و...) و برخی از کانسارهای مس طلادار (کانسارهای منطقه اهر، مس مزرعه) و کانسارهای

1- Non sulfid zinc

نافلزی مانند باریت (کانسار ورندان، دره و تپه سرخ)، کائولن و فلدسپار تشکیل شده‌اند که در مناطق فلززایی و کمربندهای معدنی در این ایالت، توصیف شده‌اند.

۲-۴- جغرافیای دیرینه و فعالیت‌های تکتونوماگمایی در منطقه جنوب و جنوب‌غرب کاشان

۲-۴-۱- جغرافیای دیرینه

سرگذشت زمین‌شناسی منطقه جنوب کاشان به جهت قرارگیری در پهنه ارومیه- دختر، جدای از تاریخچه تکتونیک و جغرافیای دیرینه این پهنه نیست.

کمربند تکتونوماگمایی ارومیه- دختر، یک کمان ماگمایی نوع آند می‌باشد که در اثر فروانش در امتداد حاشیه قاره‌ای بلوک ایران مرکزی در طی کوهزائی آلپ شکل گرفته است. در امتداد این کمربند، اکثر سنگ‌های گرانیتوئیدی سنوزوئیک (الیگومیوسن) با ترکیب دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و کوارتزمونزونیت تشکیل شده‌اند که با کانسارهای مس پورفیری مهمی همراه هستند.

۲-۴-۲- پالئوولکانیک و فعالیت‌های تکتونوماگمایی و ولکانیکی در منطقه مورد مطالعه

این فعالیت‌ها از قدیم به جدید شامل:

۲-۴-۲-۱- ولکانیک‌های تراکی بازالت الیوین‌دار، تراکی‌آندزیت- بازالت و آندزیت- بازالت

پالئوزوئیک در تاقدیس جهق

ولکانیک‌های پالئوزوئیک در شرق قهرود، به عنوان قاعده سازند ماسه سنگی نیور و به سن سیلورین معرفی گردیده است (خلعت‌بری جعفری و علائی‌مهابادی، ۱۳۷۷). که در تاقدیس جهق برونزد دارند (شکل ۲-۲). بر اساس مطالعات انجام گرفته این سنگ‌ها شامل تراکی- بازالت الیوین‌دار، تراکی‌آندزیت- بازالت و آندزیت- بازالت می‌باشند (میرلوحی، ۱۳۸۷).

۲-۴-۲-۲ - توده نفوذی گرانیته - گرانودیوریتی - تونالیتی قهرود - قمصر

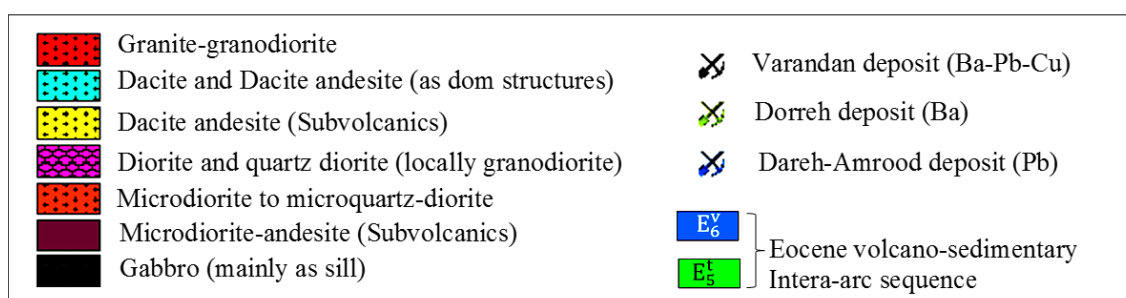
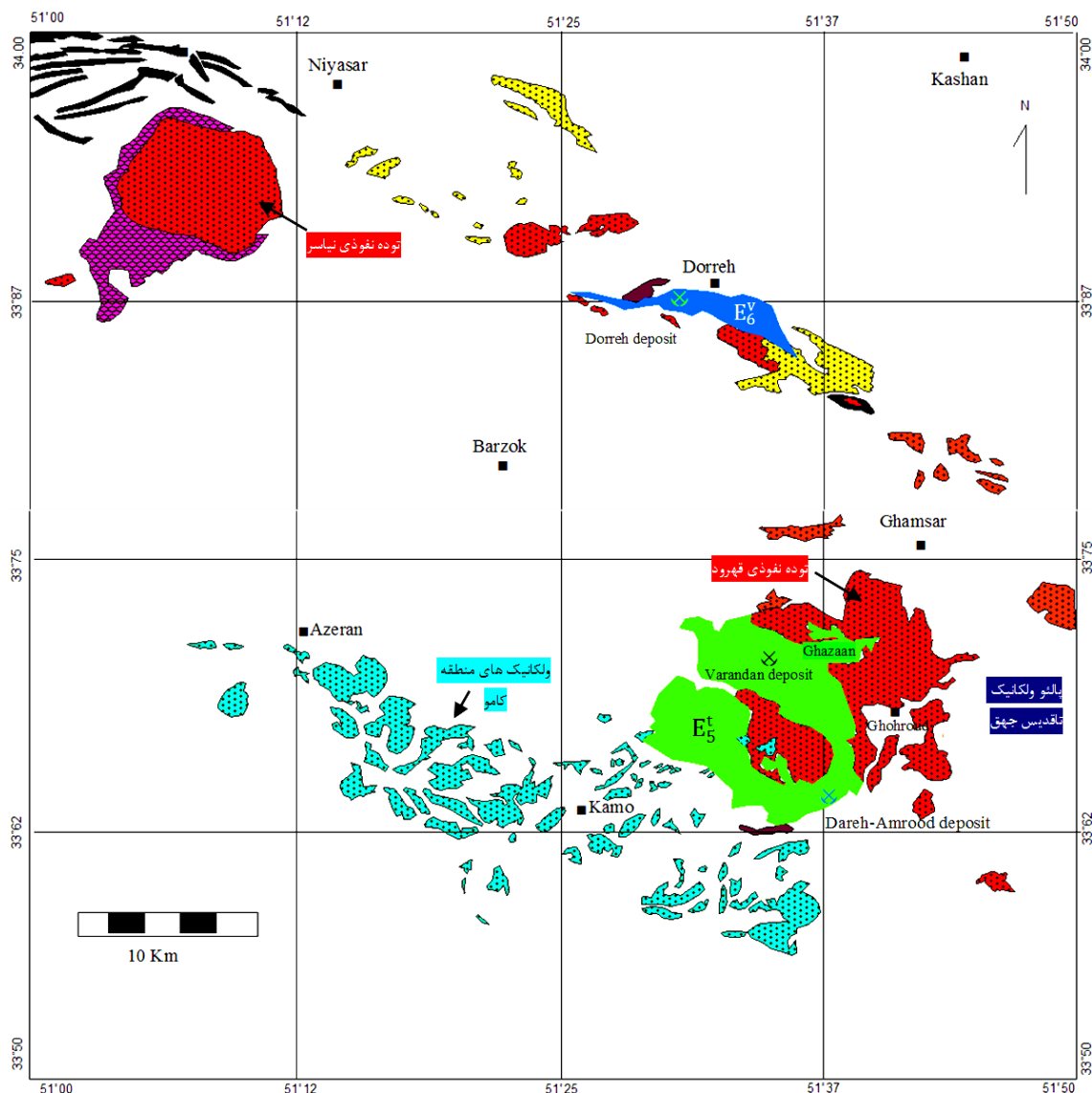
این توده با جنس گرانودیوریت - تونالیت، مهمترین توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه است که در شمال و جنوب رو ستای قهرود در مجموعه‌ای از شیل و ماسه سنگ‌های ژورا سیک و سنگ‌آهک و مارن‌های کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده و باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های اطراف شده است (شکل ۲-۲). (بدر و همکاران، ۱۳۹۲). در مجموع بیرون زدگی‌های این توده مساحتی بالغ بر ۶۵ کیلومتر مربع را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۲-۲). این توده بخشی از کمربند ماگمائی ارومیه - دختر است که طی ماگماتیسم (پلوتونیسم) میوسن زیرین در پوسته ایران مرکزی نفوذ کرده است و دارای ماهیت کالکو آلكال می‌باشد که از نظر موقعیت تکتونیکی جزء گرانیته‌های قوس قاره‌ای محسوب می‌شود (آهنکوب، ۱۳۸۲).

۲-۴-۲-۳ - میگماتیت‌ها در حاشیه توده نفوذی قهرود

کمپلکس‌های تزریقی در حاشیه توده نفوذی قهرود بصورت میگماتیت دارای ساخت‌های آگماتیته، نبولیتیک و نواری می‌باشند که در نتیجه تزریق ماگما به درون سطوح سست تورق و یا شیبستوزیته سنگ‌های دگرگونی تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲).

۲-۴-۲-۴ - ولکانیک‌های داسیتی - داسیتی آندزیتی کامو

این سنگ‌ها معمولاً به صورت رگه‌ای و گنبدی بوده و از وسعت زیادی برخوردار هستند (شکل ۲-۲) که ترکیب اصلی آنها داسیتی - داسیتی آندزیتی، که نتیجه آتشفشان‌های جوان در منطقه آزران و کامو می‌باشند (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) (شکل ۲-۲).

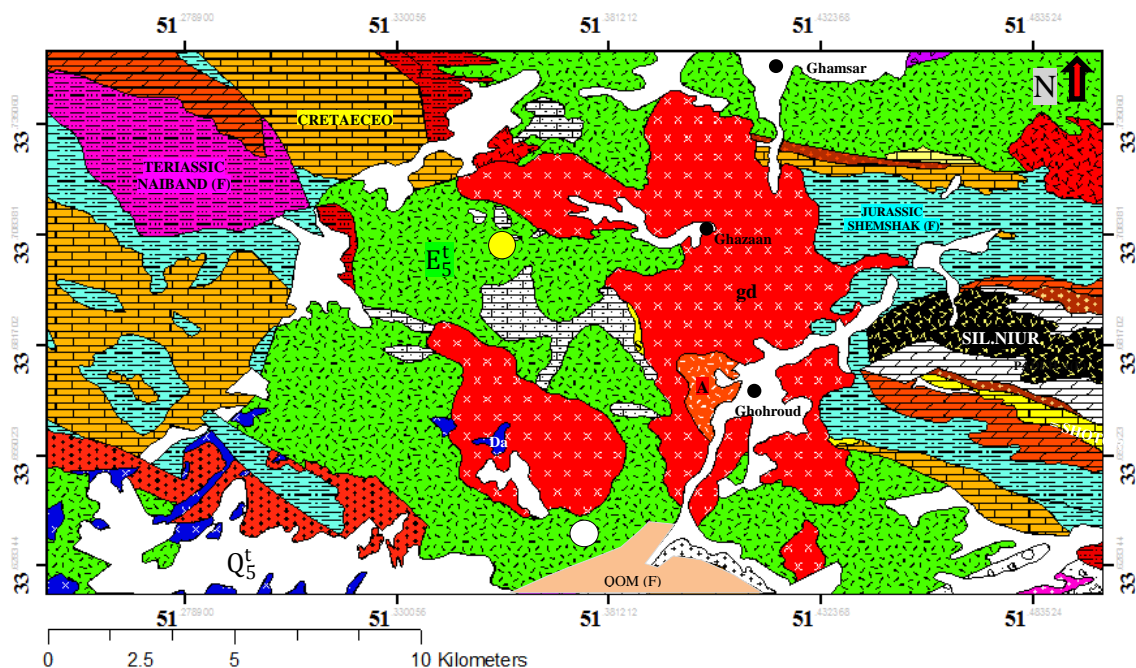


شکل ۲-۲- ماگماتیسم و سنگ‌های آتشفشانی در منطقه جنوب کاشان و موقعیت کانسارهای ورندان، دره و دره‌امروود، برگرفته از نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳) و (علوی و همکاران، ۱۳۷۲) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) (شکل ۱-۱). توضیحات بیشتر واحدهای میزبان در (شکل ۱-۴).

۲-۵- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (زاهدی و عمیدی، ۱۳۵۹)، در برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) و قسمت کوچکی از آن در شمال‌غربی برگه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ قهرود (مهندسین مشاور تحقیقات معدنی خاک خوب، ۱۳۷۰) قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های فوق و اطلاعات جمع‌آوری شده در منطقه مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

شکل (۲-۳) نقشه زمین‌شناسی و نقشه شماتیک زمین‌شناسی منطقه ورندان را نشان می‌دهد. چینه‌شناسی منطقه بر اساس این نقشه و برداشت‌های صحرای از قدیم به جدید در ادامه آورده می‌شوند.



Legend

QUATERNARY	young terraces, and gravel fans (dasht) = Q_2^t	Skam
MIOCENE	Dark grey shale, marl, limestone = QOM (F)	Altered zone (Argillaceous)
EOCENE	Conglomeratic limestone nummulitic, sandy	Granite- granodiorite
	Pyroclastics- lavas (andesit basalt and rhyolite) = E_6^p	Dacite and dacite andesite (as dome structures)
	white grey nummulitic limestone = E_5^l	Microdiorite- andesite (subvolcanics)
	Grey, Green, siliceus tuff, tuff breccia, shale = E_5^t	Varandan deposit
	yellowish green marl, shale, tuffaceous shale	Darreh-Amrood deposit
	Red, green calcareous shale- tuff, silty shale	
CRETAECOUS	Grey rhyodacitic lava and red conglomerate	
	Red conglomerate, sandstone, sandy marl.	
	orbitolina limestone, sandy limestone, marl, shale	
JURA	Drak grey shale with intercalation of brachiopodes	
	Grey to yellow, (marly, sandy, silty) limestone	
	Conglomerates containing siliceous pebbles, sand = SHEMSHAK (F)	
TRIASSIC	Heterastridium limestone	} (F) = NAIBAND
	Black shale, sand stone, limestone	
	yellowish dolomite = SHOTORI (F)	
PER.	Drak grey limestone, dolomite limestone = JAMAL (F)	
DEV.	limestone and dolomiteic limestone = BAHRAM (F)	
SIL.	Alternation of quarteztic sandstone dolomite = PADEHA (F)	
	Dark meta basalt, andesite, meta volcanics schist, = NIUR (F)	

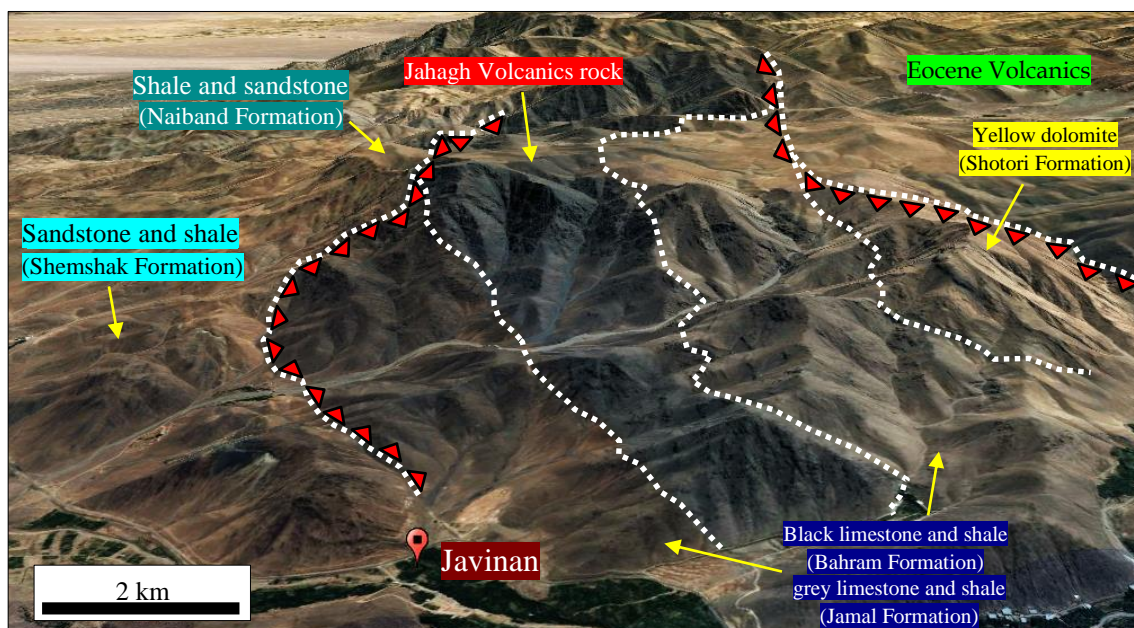
شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اکاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲)، واحدهای قدیمی پالئوزوئیک و مزوزوئیک در دو طرف نقشه بصورت تاقدیس می‌باشند. توضیحات بیشتر تشکیلات سنگی در ادامه در متن به تفصیل آورده شده است.

۲-۵-۱- تشکیلات پالئوزوئیک- تریاس

در شرق منطقه مورد مطالعه، با فاصله حداقل ۵ کیلومتر از قهرود و ۸ کیلومتری کانسار دره‌امروید آثاری از هسته یک تاقدیس بزرگ مشاهده شده است. کهن‌ترین سنگ‌های مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و... (طباطبایی‌منش و همکاران، ۱۳۸۷ و ۱۳۸۹) تیره رنگ سیلورین می‌باشد که تقریباً در وسط این تاقدیس قرار گرفته‌اند. آهک‌های سیاه رنگ با میان لایه‌هایی از شیل رسی کم ستبرای سازند بهرام (دونین میانی) بر روی این واحد بصورت دگرشیب قرار گرفته‌اند. آهک خاکستری تیره و آهک دولومیتی با فوزولینیدهای کریستالیزه سازند جمال (پرمین میانی- بالایی) با دگرشیبی فرسایشی بر روی سازند بهرام مشاهده می‌شود. کل این مجموعه بصورت تاقدیسی با روند شمال غربی- جنوب شرقی است و بر روی تشکیلات مزوزوئیک رانده شده است. راندگی مذکور تقریباً در دو محور هم راستا رخ داده است. راندگی شمالی بر روی بخش زیرین سازند نایبند (تریاس بالایی) با سنگ‌شناسی شیل، ماسه سنگ و آهک حاوی نومولیت و سازند شمشک و در راندگی جنوبی بر روی دولومیت‌های زرد سازند شتری (تریاس میانی- بالایی) و واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن قابل مشاهده است (شکل ۲-۴).

۲-۵-۲- ژوراسیک (لیاس)، تشکیلات شمشک

در قسمت شرق و غربی منطقه مورد مطالعه سازند شمشک بصورت گسترده رخنمون دارد (شکل ۲-۴)، این واحد مجموعه قابل ملاحظه از لایه‌های ماسه سنگی ریزدانه سبز زیتونی تا خاکستری تیره، سیلتستون و شیل‌های متورق سیاه‌رنگ است که در برخی نقاط با میان لایه‌های آهکی شیلی همراه است. در کوه‌های شمال غرب جوینان چند عدسی کوچک زغالی ناخالص وجود دارد که در اثر مجاورت با توده تونالیتی قهرود به گرافیت و هورنفلس‌های آندالوزیت‌دار گرافیتی (کیاستولیت) تبدیل شده است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷).



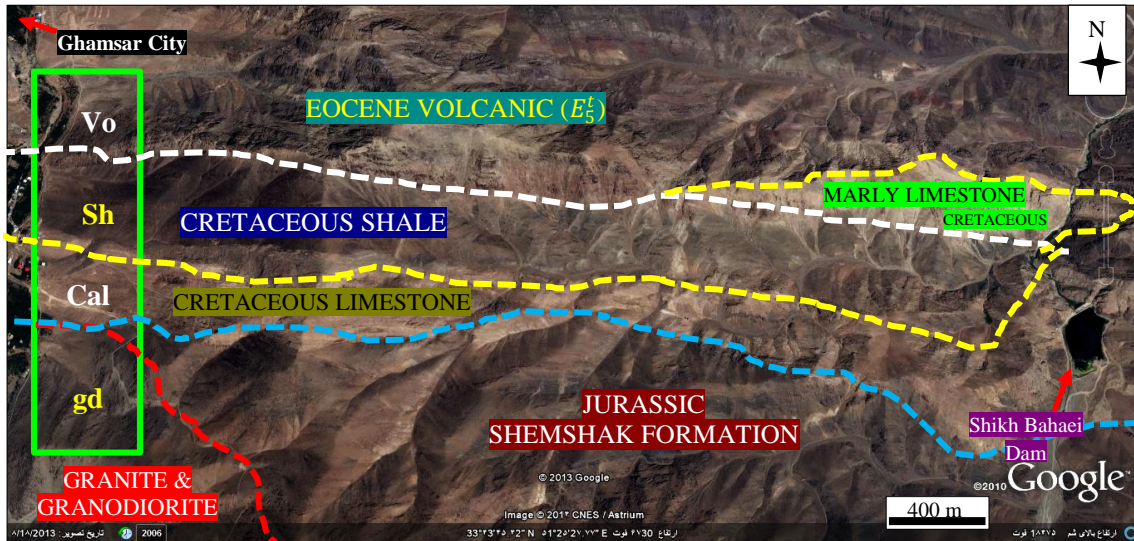
شکل ۲-۴- نمائی از تاقدیس جهق (تشکیلات پالئوزوئیک، تریاس و ژوراسیک در شمال شرق قهرود): واحد آتشفشانی با جنس (آندزیت و ...) به سن سیلورین در مرکز و سازند بهرام و جمال به سن پرمین در اطراف، این تاقدیس را تشکیل داده‌اند که بر روی واحدهای دوران مزوزوئیک (سازند ناپبند و شمشک در شمال و ولکانیک‌های ائوسن در جنوب) در راستای تاقدیس و در دو طرف دچار راندگی شده‌اند. براساس اطلاعات طباطبایی‌منش و همکاران، ۱۳۸۷ و ۱۳۸۹. تصویر هوائی مایل (دید به سمت شرق).

۲-۵-۳- کرتاسه

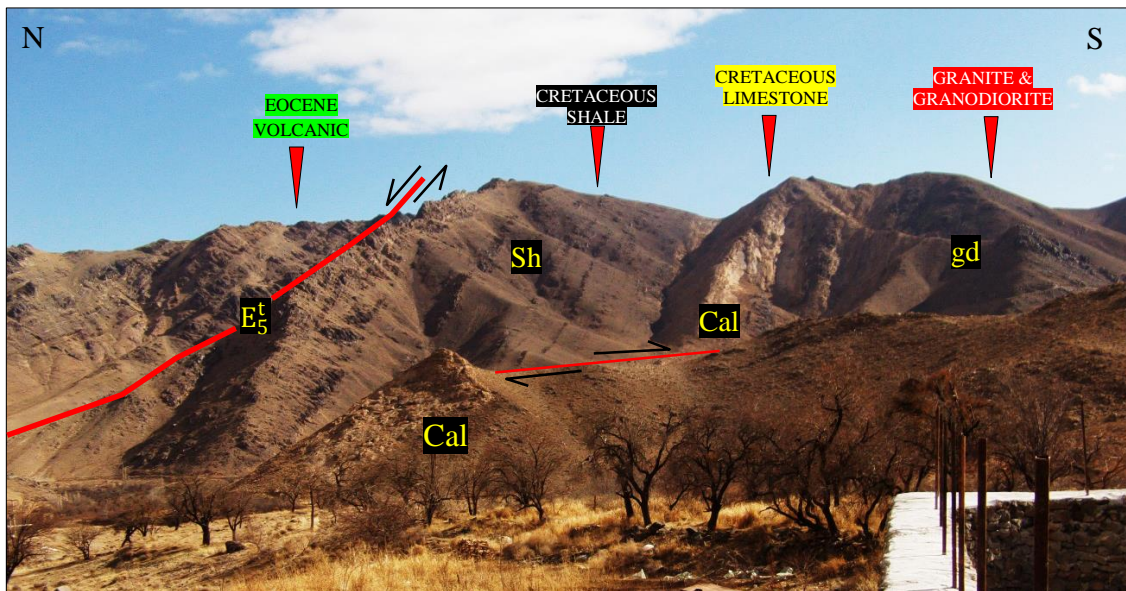
آهک‌های کرتاسه با دگرشیبی زاویه‌ای به واسطه چند متر میکروکنگلومرای قاعده‌ای قرمز رنگ با قله‌های سیلیسی سفید رنگ با رخنمون حدود ۴۰۰ متر بر روی لایه‌های قدیمی‌تر سازند ناپبند (تریاس-میانی- بالایی) و سازند شمشک (ژوراسیک زیرین- لیاس) قرار دارند. برروی واحد کنگلومرایی قاعده کرتاسه، آهک‌های اوربیتولین‌دار، ماسه سنگ‌های آهکی، آهک ماسه‌ای، دولومیتی و آهک آلیتی همراه با میان لایه‌های آهک‌شیلی قرار می‌گیرد و در واحد کرتاسه بالایی در بخش زیرین شامل آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ همراه با آهک ماسه‌ای گلوکونی‌دار است. برروی این واحد آهک‌های مارنی، آهک‌های شیلی کرتاسه قرار گرفته است (شکل ۲-۵، ۲-۶ و ۲-۷). آهک‌های کرتاسه در محل تماس با توده نفوذی قهرود متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند و در برخی نقاط در جنوب شرق قهرود شکل (۲-۸) و جنوب قزآن به اسکارن تبدیل شده‌اند.

سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن بطور دگرشیب بر روی آهک‌ها و شیل‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها از گسترش زیادی در محدوده ورقه کا شان برخوردار هستند. این سری شامل سنگ‌های رسوبی (مارن، آهک، کنگلومرا، ماسه سنگ و ...)، سنگ‌های آذر آواری (توف‌های سیلیسی، توف‌آهکی و توف‌برش و...) و گذاره‌های حدواسط تا اسیدی است (شکل ۲-۶ و ۲-۹). این واحدها آمیخته‌ای از سنگ‌ها و بافت، ساخت و ترکیب شیمیایی بسیار متنوع در سطح وسیع است و بطور دگرشیب بر روی آهک‌های کرتاسه زیرین و گاهی تشکیلات شمشک و شیل‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند. بخش‌های رسوبی و آذرآواری این سری، لایه‌بندی کاملاً واضحی دارند ولی اندازه‌ها و برش‌های آتشفشانی غالباً توده‌ای هستند این مجموعه دارای ضخامت قابل توجه‌ای بوده و شامل توف‌های سیلیسی خاکستری و سبز رنگ که شبیه توف‌های سبز سازند کرج (ائوسن زیرین- میانی) در البرز مرکزی می‌باشد. علاوه بر این مجموعه مذکور دارای توف‌های اسیدی، توفیت‌ها، توف‌های مارنی، توف‌های آهکی و گاهی کنگلومرای آتشفشانی و توف برشی است. این ولکانیک‌ها به دلیل فشارهای شدید تکتونیکی دارای درز و شکستگی فراوان هستند که میزان تجزیه‌شدگی در منطقه بالا است و حاوی لایه‌های آهکی نومولیت‌دار می‌باشد و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ این واحدها تحت عنوان E_5^I معرفی شده‌اند (شکل ۲-۱۰). وجود ساختارهای بالشی در برخی از مناطق و همچنین وجود میکروفسیل‌های دریایی (نومولیت و مرجان) در برخی لایه‌های این سری نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشان ائوسن در یک حوضه آتشفشان- رسوبی کم‌عمق بوده است. سن لایه‌های فسیل‌دار این واحدها ائوسن میانی است. با مطالعه بر روی واحدهای میزبان کانه‌زائی در کانسار باریت دره کاشان و همچنین در بخش‌های مرکزی و شمالی و باختری ناحیه مجموعه واحد E_5^I توسط آذرآواری‌ها و گذاره‌های آندزیت- بازالت و ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت همراه با سنگ‌های ولکانیکی رسوبی نومولیت‌دار و آهک (واحد E_6^V) در بر گرفته

می شود (شکل ۲-۱۱) که با مطالعه حسن زاده (۱۳۵۷) فسیل های ائوسن بالایی و شروع الیگوسن را در بر گرفته است.



شکل ۲-۵- تصویر هوایی از منطقه جنوب قمصر و واحدهای سنگ شناسی منطقه. گرانودیوریت- گرانیت = gd، آهک- های کرتاسه = Cal، شیل های کرتاسه = Sh، ولکانیک های ائوسن (واحد E_5^t).

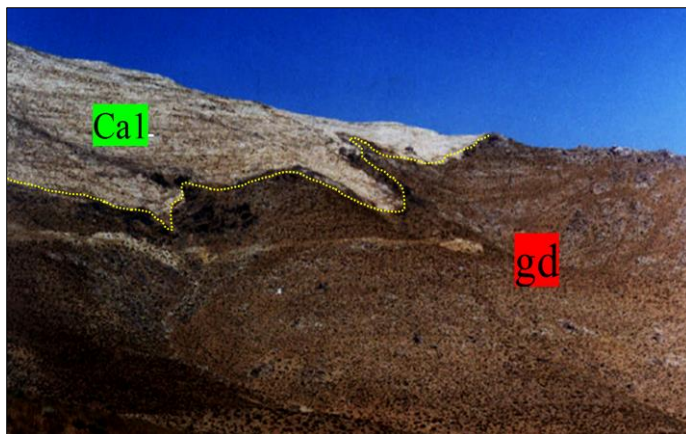


شکل ۲-۶- نمایی از نیم رخ واحدهای سنگی در تصویر هوایی شکل (۲-۵)، ارتفاعات منطقه مورد مطالعه جنوب قمصر، دید به سمت شرق. گرانودیوریت- گرانیت = gd، آهک های کرتاسه = Cal، شیل های کرتاسه = Sh، ولکانیک های ائوسن (واحد E_5^t).

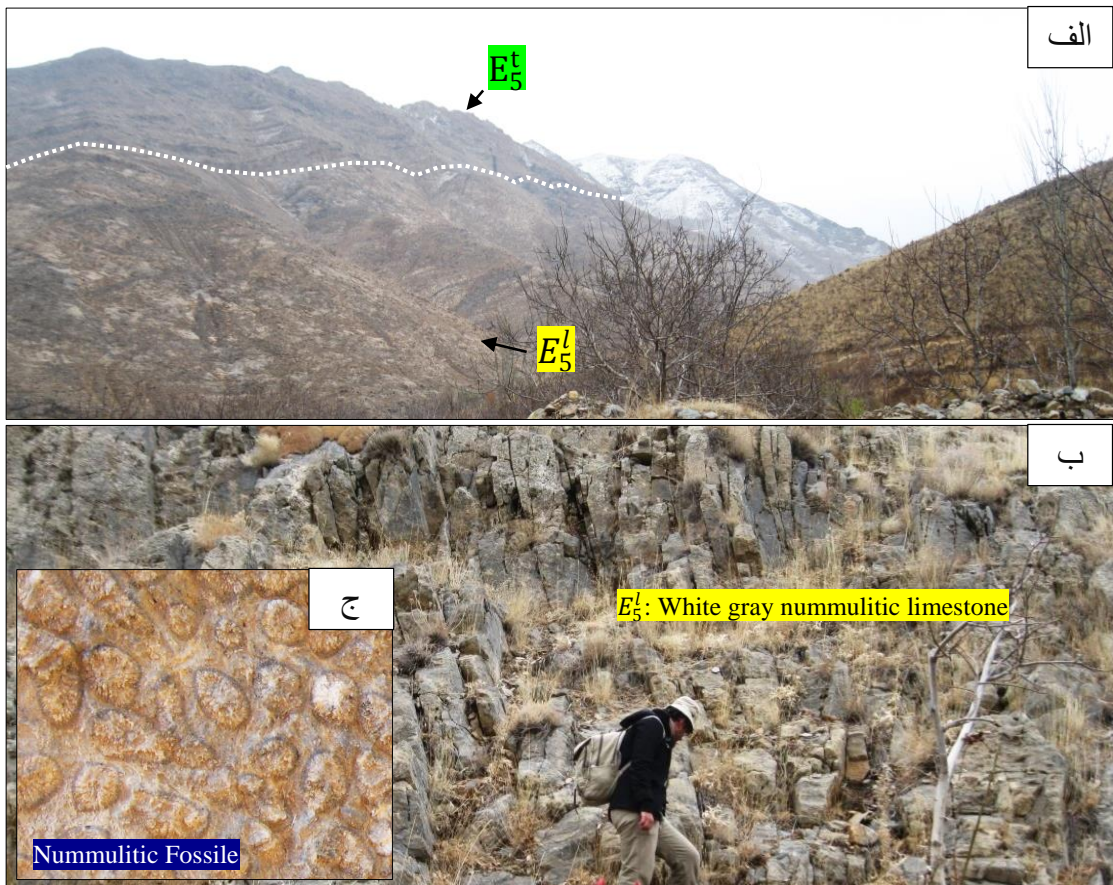
شکل ۷-۲- نمائی از آهک‌های کرتاسه در شمال شرق قهرود، کنار صد شیخ بهائی، دید به سمت شمال شرق



شکل ۸-۲- محل تماس آهک‌های کرتاسه با توده نفوذی قهرود آهک‌های اوریتولین-دار کرتاسه = Ca1، توده گرانیتی تا گرانودیوریتی قهرود = gd. دید به سمت جنوب غرب



شکل ۹-۲- واحدهای سنگی ائوسن E_5^t : سنگ‌های توفسیلیسی خاکستری و سبز رنگ، توفبرش، شیل، مارن و سنگ‌های آذرآواری به سن ائوسن میانی تا بالایی و آهک‌های نومولیت‌دار (E_5^l)، (دید به سمت شمال- غربی).



شکل ۱۰-۲- آهک نومولیت‌دار سفید متمایل به خاکستری (E_5^L) به سن ائوسن میانی الف- نمائی از این زیرواحد که در واحد اصلی (E_5^L) قرار گرفته است. ب- این واحد در نمائی نزدیکتر. ج- فسیل‌های نومولیت مشاهده شده در آهک‌ها.

مقطعی از سنگ‌های ائوسن تو سب \approx سن زاده (۱۳۵۷) در جنوب قهرود (راه کامو) مطالعه شده که چینه‌شناسی آن به شرح زیر است:

۱- گدازه، ۲- توف برشی، ۳- توف سیلیسی، ۴- سنگ آهک توفی حاوی فسیل مرجان، ۵- توف آهکی متمایل به سبز، دانه ریز، ۶- مارن سیلتی تقریباً سبز رنگ با سیل مرجان دوکفه‌ای‌ها و ۷- سنگ آهک ریفی، تناوب لایه‌های مرجانی و لایه‌های نومولیت‌دار سیلیسی شده.

میکروفسیل‌های که با سن ائوسن میانی، از این لایه‌ها به دست آمده است عبارتند از:

Amphistegina SP. & Nummulites aff. Laevigatus & Operculina SP.

در محل کانسار ورنندان با انطباق این واحدهای رسوبی، یک واحد آهک‌های نومولیت‌دار سفید تا خاکستری با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم وجود دارد که دارای فسیل‌های زیر است:

Nummulites Cf. Striatus, Nummulites SP.

با انطباق همین مقطع از سنگ‌های ائوسن در جنوب قهرود یک مقطع سنگ‌شناسی اما با ضخامت کلی حدود ۱۶۰۰ متر دیده می‌شود که این ولکانیک‌ها بصورت هم‌شیب فرسایشی بروی شیل‌های کرتاسه قرار گرفته است.



شکل ۲-۱۱- نمائی از واحد E_6^v میزبان کانسار دره کاشان

۲-۵-۵- الیگوسن (سازند قرمز زیرین)

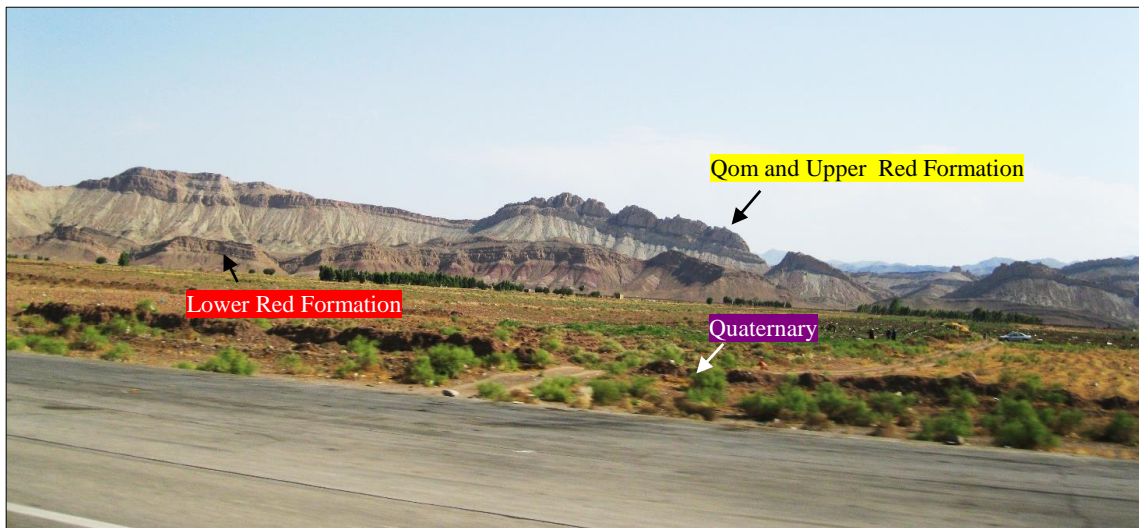
الیگوسن در محدوده به صورت کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن قرمز همراه با ادخال‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی (سازند قرمز زیرین) در دامنه شمالی کوه کنگرون واقع در بخش‌های جنوب خاوری محدوده نقشه در نزدیکی معدن دره‌امرود رخنمون دارد (شکل ۲-۱۲).

۲-۵-۶- میوسن (سازند قم)

سازند قم (الیگوسن- میوسن) حاوی سری‌های ضخیم با رخساره دریایی بطور دگر شیب و گاه هم شیب برروی سری آتشفشانی- رسوبی پالئوژن با لیتولوژی آهک و مارن ماسه‌ای و ماسه سنگ بخش اصلی ارتفاع کنگرون را می‌سازد (شکل ۲-۱۲).

۲-۵-۷- میوسن بالایی (سازند قرمز بالایی)

سازند قرمز بالایی با ضخامت در خور توجه حاوی کنگلومرا، ماسه سنگ، مارن گچ دار به همراه گذاره‌های آندزیتی بطور دگرشیب برروی نهشته‌های دریایی سازند قم جای می‌گیرد (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲- نمایی از سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن، سازند قم و سازند قرمز بالایی با سن میوسن (در جنوب شهر قم، کاشان بصورت خیلی گسترده و در جنوب قهرود در توالی کانسار دره‌امرود نیز رخنمون دارد).

۲-۵-۸- پلیوسن

پلیوسن با گستردگی زیاد در پای رشته کوه‌های مشرف به دشت شمال خاوری کاشان و شمال خاوری جوشقان قالی برونزد دارد و شامل کنگلومرا با سیمانی از مواد رسی، مارن‌های سفید تا خاکستری و توفبرش و برش داسیتی است.

۲-۵-۹- کواترنری

بصورت نهشته‌های تراورتنی، پادگانه‌های آبرفتی بلند و مخروط افکنه‌ها و دشت‌های جوان و کفه‌های رسی در ورقه کاشان گسترش دارد.

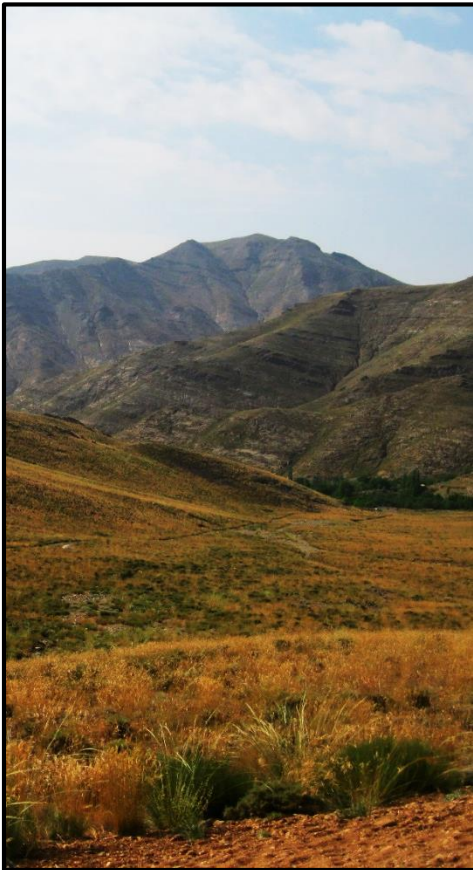
۲-۵-۱۰- توده نفوذی قهرود

توده نفوذی قهرود با جنس گرانودیوریت-گرانیتی در ناحیه مور مطالعه رخنمون دارد که در بخش شمالی، غربی و جنوبی توده نفوذی تماس آن با واحدهای ائوسن کاملاً مشاهده می‌شود که این توده‌ها گاهی توسط دایک‌های داسیتی و ریوداسیتی قطع گردیده است و احتمالاً مربوط به زمان جوانتری نسبت به تزریق توده (احتمالاً پس از الیگوسن به سطح آمده) می‌باشد. قابل ذکر است که فاصله این توده نفوذی از کانسار ورندان زیاد است (شکل ۲-۳ و ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳- گرانیت و گرانودیوریت (gd) بعد از میوسن زیرین (میوسن میانی؟).

فصل سوم: زمین شناسی محدوده معدنی و سنگ شناسی



VARANDAN FIELD

- مقدمه
- سنگ های آتشفشانی- رسوبی
- چینه شناسی و سنگ شناسی منطقه معدنی
- واحد اصلی (E_5^t)
- زیر واحد ۱ (Unit¹)
- زیر واحد ۲ (Unit²)
- زیر واحد ۳ (Unit³)
- سنگ های آذرین منطقه
- واحد اصلی (E_6^v) (زیر واحد ۴ (Unit⁴))
- زمین ساخت منطقه مورد مطالعه

Chapter3: Mine geology and petrology

۳-۱- مقدمه

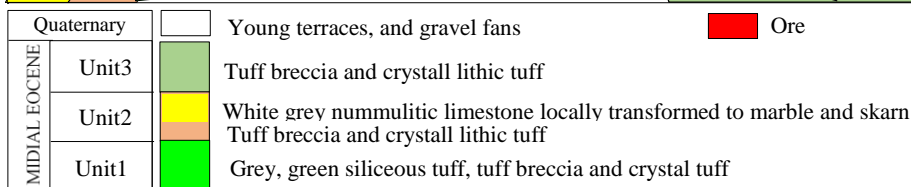
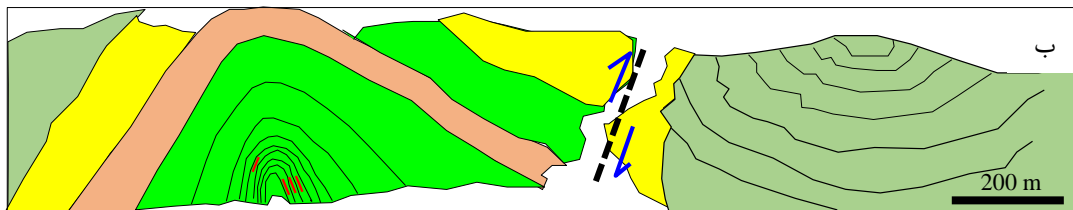
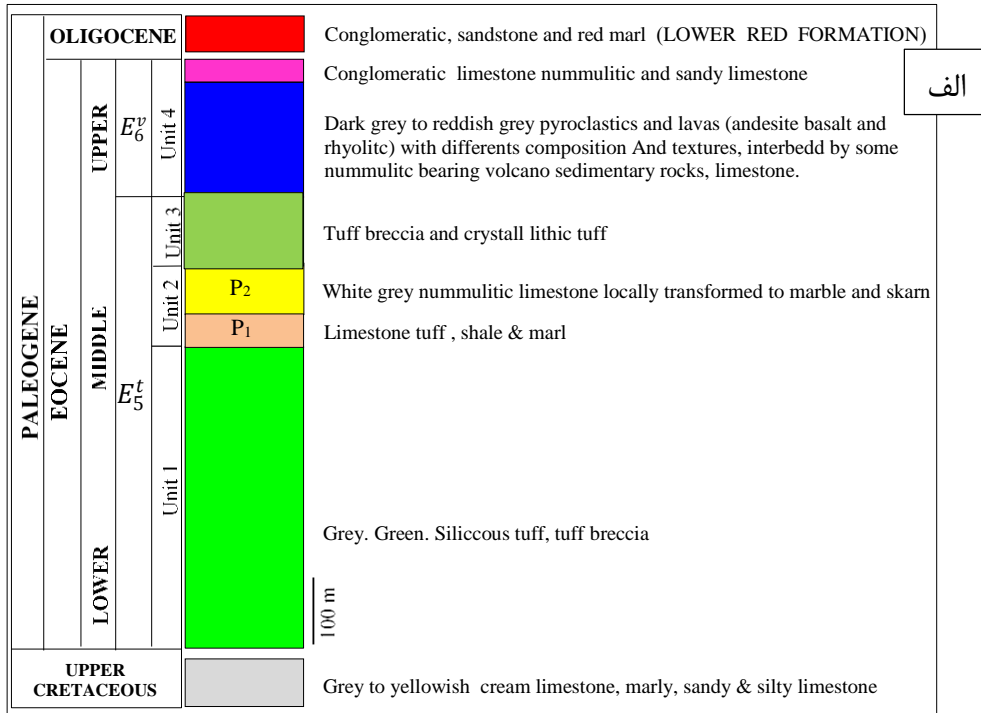
در این بخش پتروگرافی سه گروه عمده سنگ‌های ناحیه از لحاظ نمونه دستی و مقطع میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌گیرند شامل: ۱- سنگ‌های آتشفشانی (توف سیلیسی سنگ میزبان کانسار ورنندان)، ۲- سنگ‌های رسوبی موجود در توالی منطقه معدنی و ۳- سنگ‌های آذرین ناحیه در اطراف توده نفوذی پلوتونیک و ساب ولکانیک

از آنجا که توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی میزبان کانی‌زائی باریت- سرب- مس می‌باشد، لذا سعی گردید تا با استفاده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، تصاویر ماهواره‌ای و عملیات صحرائی (پیمایش- های عرضی) صورت گرفته در محدوده معدنی، ابتدا ستون چینه‌شناسی عمومی (شکل ۳-۱ الف) و نقشه زمین‌شناسی و ساختاری بصورت نیمرخ در مقیاس ۱:۵۰۰۰ از محدوده مورد مطالعه و کانسار ورنندان تهیه گردید (شکل ۳-۱ ب). بنابراین با توجه به ستون چینه‌شناسی عمومی از توالی آتشفشانی- رسوبی هریک از واحدهای سنگی بترتیب سن در زیر توضیح داده می‌شوند:

۳-۲- سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی

۳-۲-۱- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه معدنی

واحدهای سنگی ائوسن در جنوب کاشان و شمال غرب دلیجان بر حسب جایگاه چینه‌شناسی، تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی از پایین به بالا به دو واحد اصلی (E_5^L) و (E_6^V) تقسیم می‌شوند (شکل ۳-۱ الف). واحد (E_5^L) میزبان کانه‌زائی در کانسار ورنندان، دره امرود و تپه‌سرخ می‌باشد که خود آن به سه زیر واحد $Unit^1$, $Unit^2$, $Unit^3$ تقسیم می‌شود (شکل ۳-۱ ب). واحد ۱ مربوط به بخش پایینی و میانی ائوسن و واحد ۲ و ۳ مربوط به بخش میانی و بالایی ائوسن می‌باشند. واحد (E_6^V) شامل یک زیر واحد $Unit^4$ می‌باشد (شکل ۳-۱ الف) که میزبان کانه‌زائی در کانسار دره است.



شکل ۱-۳-الف: ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی پالئوسن در منطقه مورد مطالعه در جنوب کاشان و شمال غرب دلیجان، این ستون با استفاده از تلفیق مقاطع مختلفی که در واحد (E_5^t) و (E_6^v) پیمایش شده رسم گردیده است. ب- نیمرخ شماتیک محدوده معدنی کانسار ورندان

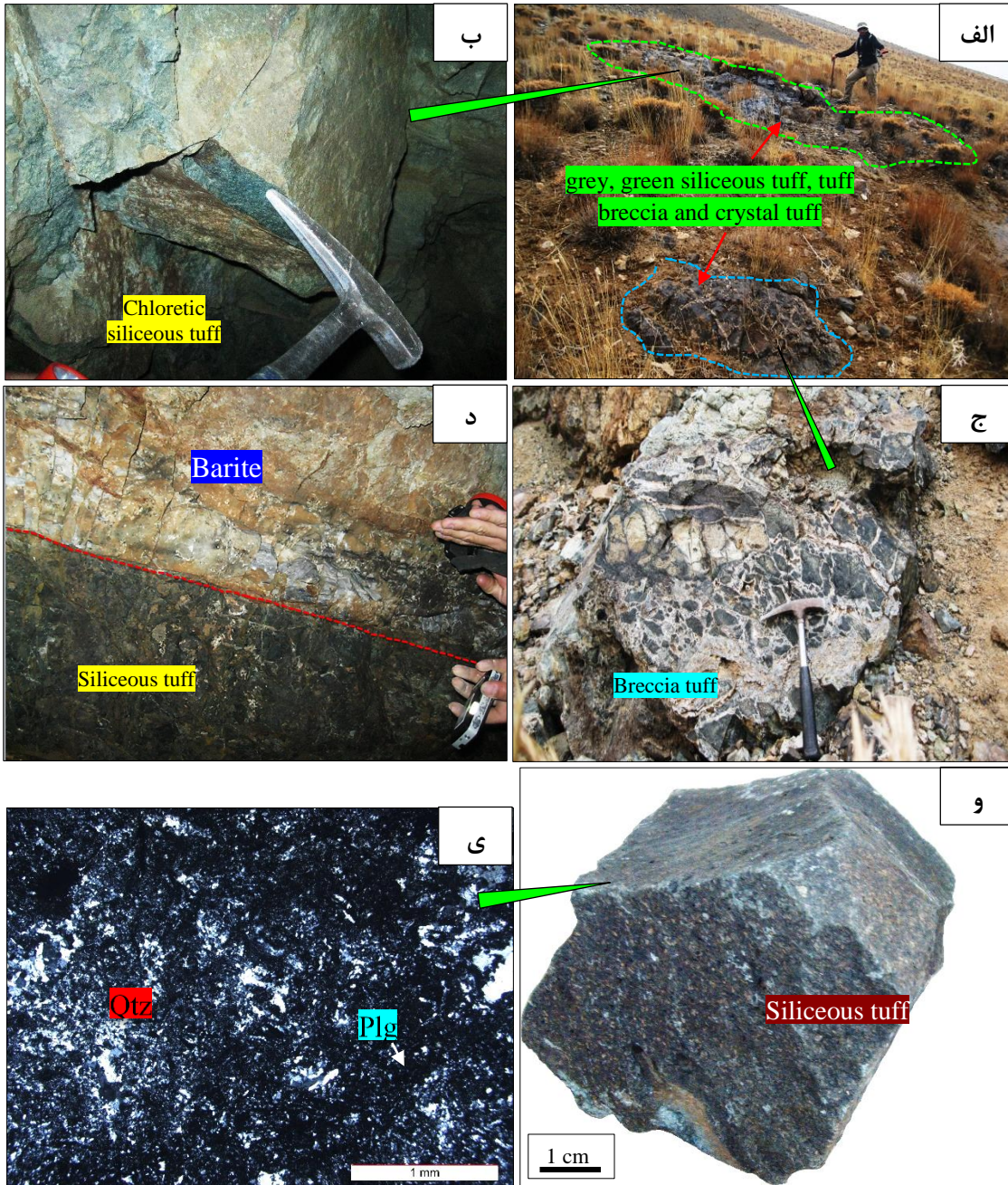
۳-۲-۲- واحد اصلی (E_5^t)

شامل توف سیلیسی خاکستری و سبز رنگ، توف برش، شیل، آهک، مارن و سنگ‌های آذرآواری بوده و کانسارهای ورندان، دره‌امروود و تپه سرخ در این واحد قرار می‌گیرند و در فصل مربوط به کانه‌زائی مورد

بررسی قرار می‌گیرند. این واحد اصلی شامل سه زیر واحد می‌باشد که از پایین به بالا به ترتیب توضیح داده می‌شوند:

۳-۲-۲-۱- زیر واحد ۱ (Unit¹)

این واحد که میزبان اصلی کانه‌زائی در منطقه کانسار ورندان می‌باشد، در محل کانسار به شدت دگرسان شده است و آثار کانی‌های سنگ ساز اولیه در آن به خوبی مشخص نیست. برای مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های از سنگ‌های دگرسان نشده اطراف با فاصله خیلی کم انتخاب و نمونه برداری شد. این واحد در یال جنوب شرقی به صورت همروند و همشیب با لایه‌های کانه‌دار (۴ زیرافق کانه‌دار در کانسار ورندان) برونزد دارد (شکل ۳-۲). ضخامت این واحد حدود ۴۸۰ متر است که در قسمت‌های مختلف تغییر می‌کند. واحد (Unit¹) دارای مورفولوژی سخت و فرسایش نیافته بوده و دارای رنگ رخساره‌ای خاکستری تا سبز می‌باشد و به صورت لایه‌های با شیب ۶۰ تا ۷۵ درجه جنوب شرقی و با امتداد SE-NW در یال جنوب شرقی و لایه‌های با شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه شمال غربی و با امتداد NE-SW در مرکز تاق‌دیس ورندان قرار گرفته‌اند. این زیر واحد سنگی با سن ائوسن پایینی-میانی شامل توف‌های سیلیسی متمایل به سبز، توف‌برش و توف کریستالی می‌باشد (شکل ۳-۲ الف، ب، ج)، که در قسمت بالایی این واحد و در یال جنوب- شرقی آن، توف‌های سیلیسی با سن ائوسن میانی میزبان اصلی کانه‌زائی در منطقه ورندان است (شکل ۳-۲). این واحد سنگی از کریستال‌های کوارتز و در یک زمینه خاکستر آتشفشانی و پلاژیوکلاز ریز (Plg) تشکیل شده است (شکل ۳-۲ ی). در محل کانسار در ساختار این توف‌ها پیروکسن و پلاژیوکلاز که دچار دگرسانی کلریتی شده‌اند و کوارتز ریزدانه همچنین کانی روتیل آزاد شده از ساختار کانی‌های سنگ ساز دیده می‌شود (فصل پنجم).



شکل ۳-۲- نمائی از زیر واحد سنگی ۱، میزبان کانه‌زائی در کانسار ورندان. الف) توف‌های سیلیسی و توف‌برش رخنمون یافته. ب و ج) نمونه‌های توف‌سیلیسی و توف‌برش درنمای نزدیکتر. د) واحد سنگی ۱ (Unit¹) میزبان کانه‌زائی کانسار ورندان، توف‌سیلیسی به همراه لایه باریتی در تونل شماره ۲ (زیرافق دوم) کانسار ورندان، و) نمونه دستی از توف سیلیسی میزبان کانه‌زائی، ی) مقطع میکروسکوپی از توف میزبان کانه‌زائی. (کریستال‌های کوارتز = Qtz و خاکستر آتشفشانی و پلاژیوکلاز ریز = Plg) در نور عبوری.

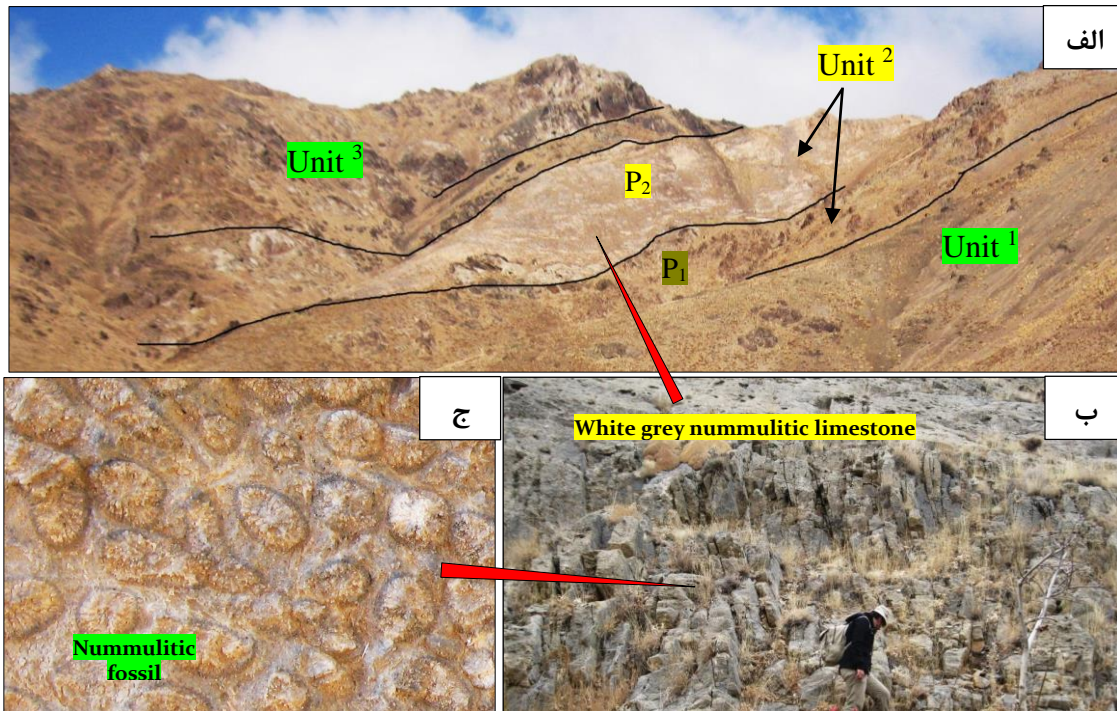
۳-۲-۲-۲-۳- زیر واحد ۲ (Unit²)

این زیر واحد سنگی با ضخامت کم حدود ۱۶۰ متر و سن ائوسن میانی از پایین به بالا شامل ۲ قسمت است: ۱- توف‌های آهکی، مارن و شیل کمی کری‌سالیزه شده با ضخامت ۶۰ متر قسمت پایینی را تشکیل می‌دهد (P₁) که لامینه‌های مارنی و توف‌آهکی به صورت لایه‌ای در نمونه‌های دستی نمایان می‌باشد. این واحد در بالای زیر واحد سنگی میزبان کانه‌زائی کانسار ورندان (Unit¹) قرار دارد (شکل ۳-۳).

۲- قسمت بالایی زیر واحد ۲ (Unit²) با ضخامت تقریبی ۱۰۰ متر و سن ائوسن میانی شامل آهک‌های نومولیت‌دار سفید تا خاکستری رنگ (P₂) در یال شمال غربی تاقدیس ورندان نمایان می‌باشد (شکل ۳-۴). این زیر واحد به صورت لایه‌های با شیب ۴۰ تا ۴۵ درجه شمال غربی و با امتداد NE-SW به صورت همروند با یال شمال غربی واحد آتشفشانی زیرین قرار گرفته‌اند.



شکل ۳-۳- الف) نمائی از قسمت پایینی (P₁) زیر واحد ۲ (Unit²) توف‌آهکی، مارن و شیل کمی کریستالی شده. ب) نمونه دستی از یک توف‌آهکی در کانسار ورندان که لامینه‌های در آن مشخص می‌باشد

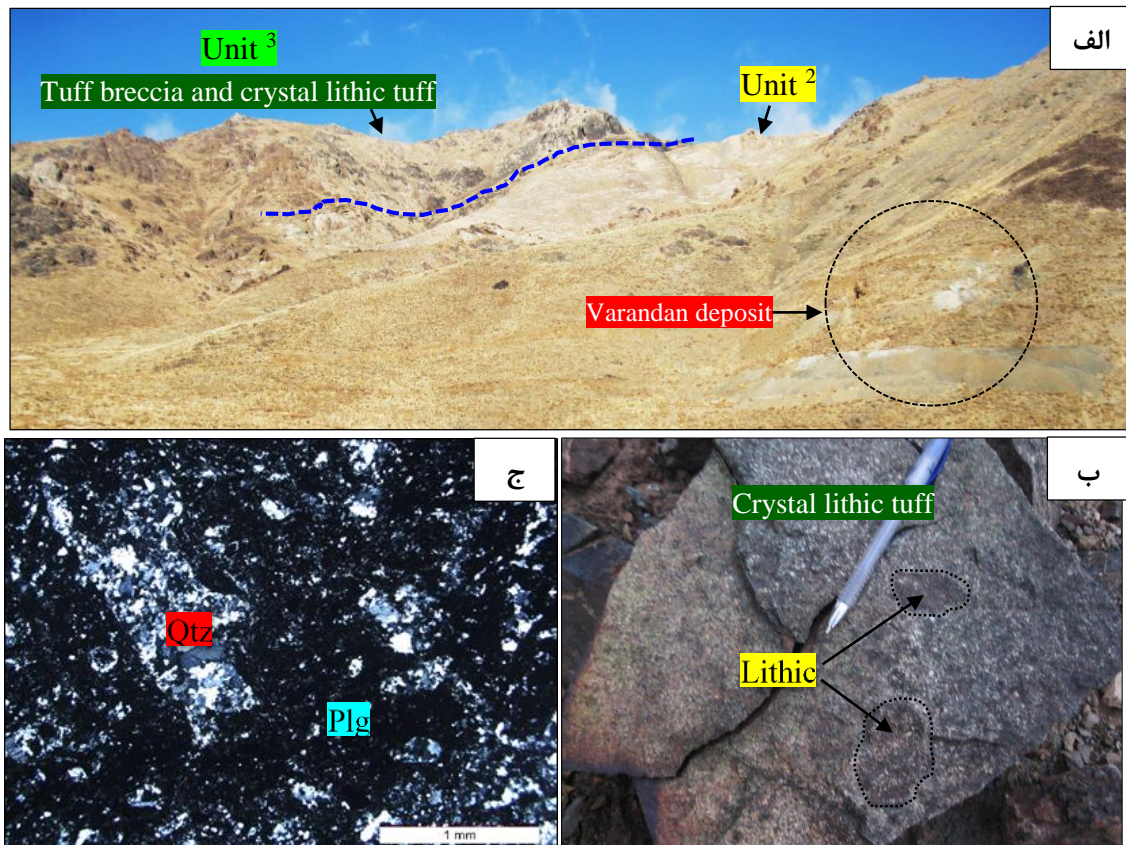


شکل ۳-۴- نمائی از قسمت بالایی (P₂) زیر واحد ۲ (Unit²). الف) واحد سنگی آهک نومولیت‌دار در یال شمال غربی تاقدیس کانسار ورندان. ب) تصویری از لایه‌های آهکی نومولیت‌دار خردشده به دلیل فشار تکتونیکی. ج) فسیل مرجان و نومولیت

۳-۲-۲-۳- زیر واحد ۳ (Unit³)

این زیر واحد سنگی با ضخامت متوسط حدود ۳۰۰ متر و سن ائوسن میانی شبیه به واحد میزبان کانه‌زایی یعنی واحد ۱ (Unit¹) می‌باشد با این تفاوت که توف سیلیسی وجود ندارد و شامل توف‌برش و کریستال لیتیک توف می‌باشد. این واحد در بالای زیر واحد سنگی آهک‌نومولیت‌دار (Unit²) قرار دارد (شکل ۳-۵ الف) و رنگ رخساره آن خاکستری و سبز و در نمونه دستی همراه با لکه‌های بلورین تیره رنگ می‌باشد (شکل ۳-۵ ب). زیر واحد ۳ (Unit³) از قطعات لیتیک (L) و کریستال‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و کلریت در یک زمینه خاکستر آتشفشانی تشکیل شده است (شکل ۳-۵ ج). این واحد به صورت لایه‌های با شیب ۴۰ تا ۴۵ درجه شمال غربی و با امتداد NE-SW به صورت همروند با

واحدهای رسوبی زیرین قرار گرفته‌اند. حضور نهشته‌های پیروکلاستیکی مانند توف‌های غنی از بلور^۱ نشانه یک محیط دریایی کم عمق است (Winter et al., 2009).



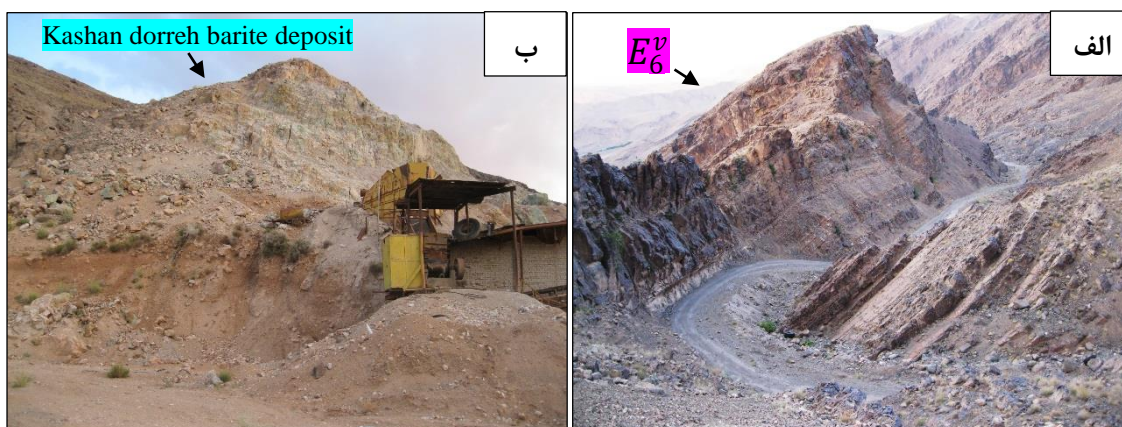
شکل ۳-۵-الف- نمایی از قسمت بالایی زیر واحد ۳. واحد سنگی کریستال لیتیک توف در یال شمال غربی تاقدیس کانسار ورندان بر روی واحد آهک نومولیت‌دار. ب- به قطعات لیتیک توف در اندازه‌های مختلف توجه شود. ج- مقطع میکروسکوپی از کریستال لیتیک توف (کریستال‌های کوارتز = Qtz و خاکستر آتشفشانی از جنس پلاژیوکلاز ریزدانه (Plg)).

۳-۲-۳- واحد اصلی (E₆^v)

این واحد سنگی اصلی شامل آذرآواری‌ها و گدازه‌های آندزیت بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت همراه با سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی نومولیت‌دار و آهک است. در قاعده آن یک زیر واحد آهک نومولیت‌دار کنگلومرای و آهک ماسه ای قرمز وجود دارد. این واحد اصلی در ناحیه کانسار دره و

۱ - Crystal lithic tuff

دره‌امروود نمایان است ولی در محل کانسار ورنندان رخنمون ندارد که میزبان اصلی کانسار باریت دره کاشان است. این واحد سنگی با سن ائوسن پسین زیر سازند قرمز زیرین به سن الیگومیوسن قرار گرفته است (شکل ۳-۶). کانی‌زائی باریت در واحد اصلی (E_6^V) شامل کانسار باریت دره کاشان می‌باشد که جزئیات و جایگاه آن در توالی میزبان منطقه در فصل کانه‌زایی و دگرسانی مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۶- نمائی از واحد اصلی (E_6^V): الف) نمائی از واحد گدازه‌های آندزیت بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت میزبان کانسار دره کاشان. در این شکل لایه‌های تفکیک شده این واحد دیده می‌شوند که به صورت هم شیب و هم‌روند نسبت به هم چین خورده‌اند (دید به سمت شمال شرق). ب) ماده معدنی باریت همراه با تجهیزات معدنی در بالای قله دره (دید به سمت جنوب غرب).

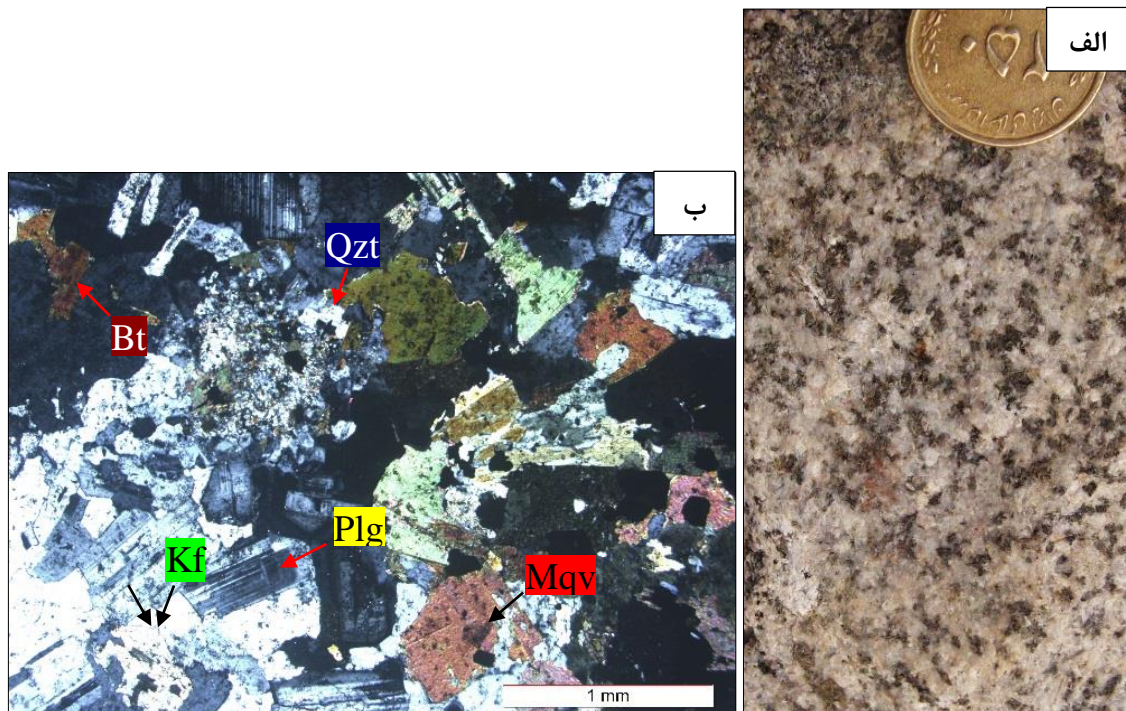
۳-۳- سنگ‌های آذرین منطقه

سنگ‌های نفوذی به دو صورت توده نفوذی گرانیتی و دایک‌های قطع کننده آن می‌باشند، دایک‌ها گسترده‌گی خیلی کمی در ناحیه دارند و جنس آنها بیشتر ریوداسیت، داسیت تا آندزیت هستند و در بعضی مناطق توده‌های نفوذی را قطع کرده‌اند.

به طور کلی می‌توان گفت که توده نفوذی قهرود-قمصر یک توده نفوذی همگن با سن ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال می‌باشد (حسن‌زاده، ۱۳۵۷) و عمدتاً دارای ترکیب گرانودیوریت و به میزان کمتر گرانیت و تونالیت است. با توجه به تنوع سنگ‌های آذرین درونی عمیق و نیمه‌عمیق منطقه و سنگ‌های اطراف

توده معدنی که در چندین نقطه در اطراف توده، با جنس کوارتز، مونوزودیوریت و داسیت مشاهده گردید، و همچنین با توجه به فاصله زیاد توده تا کانسار و رندان فقط یک نمونه گرانیته - گرانودیوریتی جنس اصلی توده مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نمونه گرانیته - گرانودیوریتی در مقطع میکروسکوپی دارای بافت گرانولار تا اینترا گرانولار می‌باشد. کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها بترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، موسکویت و بیوتیت است (شکل ۳-۷)، کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های ثانویه شامل سرسیت، کلریت، اسفن، اپیدوت، کلسیت است و کانی‌های رسی نیز وجود دارند.



شکل ۳-۷- الف- نمونه دستی گرانیته - گرانودیوریتی از توده نفوذی قمصر- قهرود ، ب- تصاویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازها (Plg) با ماکل گوه‌ای، آلکالی فلدسپار (Kf)، کوارتز (Qzt)، بیوتیت (Bt) و موسکویت (Mqv) در سنگ‌های گرانودیوریتی - گرانیته

۳-۴- زمین ساخت منطقه مورد مطالعه

همانطور که قبلاً ذکر شد ناحیه مورد مطالعه ویژگی‌های مربوط به ایران مرکزی (واحدهای قدیمی) و پهنه ارومیه- دختر (واحدهای پالئوسن) را دارا می‌باشد و بیشترین رخنمون سنگی آن را سنگ‌های آذرین دوران سوم تشکیل داده‌اند و این سنگ‌ها در حوضه‌های کششی بین واحدهای قدیمی‌تر از پالئوسن قرار گرفته‌اند که واحدهای قدیمی در اثر فازهای کوهزائی لارامین و اتریشین چین خورده‌اند. منطقه مورد مطالعه از لحاظ ساختمانی بخشی کوچکی از یک تاقدیس بزرگ از آزار (غرب نابری) تا عباس آباد (جنوب غربی اردستان) است. از لحاظ چین خوردگی در مقیاس کوچکتر در محدوده خود کانسار ورندان نیز واحدهای ائوسن در داخل یک تاقدیس و ناودیس ناحیه‌ای قرار دارند که دارای روند محوری شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند. کانسار ورندان در یال شمال غربی تاقدیس قرار گرفته‌است (شکل ۱-۴). از لحاظ گسل خوردگی نیز گسل‌های متعددی دو پهلوئی تاقدیس بزرگ و اصلی منطقه را بصورت متقارن قطع کرده‌اند (حسن‌زاده، ۱۳۵۷) و (معین وزیری، ۱۳۶۷). بطور کلی گسل‌های موجود در منطقه بر اساس خصوصیات و نیروهای بوجود آورنده آن‌ها به سه گروه تقسیم می‌شوند:

۳-۴-۱- گسل‌های ثقلی کرتاسه پایانی تا میوسن آغازی

گسل‌های متعددی از این نوع، دو پهلوئی تاقدیس اصلی و بزرگ منطقه مورد بحث را نسبت به محور چین خوردگی مربوط به فاز کوهزائی اتریشین بطور متقارن قطع کرده‌اند. این گسل‌ها عمدتاً در جنوب برزک، جنوب شرق قمصر و شمال کامو (غرب و جنوب غرب کانسار ورندان، شکل ۳-۷) موجب تکرار تشکیلات شمشک و آهک‌های اربیتولین‌دار شده‌اند. عمل این گسل‌ها بر روی ساختمان چین خورده و برآمده قبل از کرتاسه پایانی گرابن بزرگی را در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی ایجاد کرده است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷). حوضه طویل و باریک مورد بحث (گرابن)، محل پیشروی دریای الیگومیوسن گردیده و تشکیلات سازند قم در این فرورفتگی بر روی مواد آتشفشانی جوانتر از الیگومیوسن (حوضه‌های آتشفشانی- رسوبی درون کمائی ائوسن در پهنه ارومیه- دختر) انباشه شده‌اند.

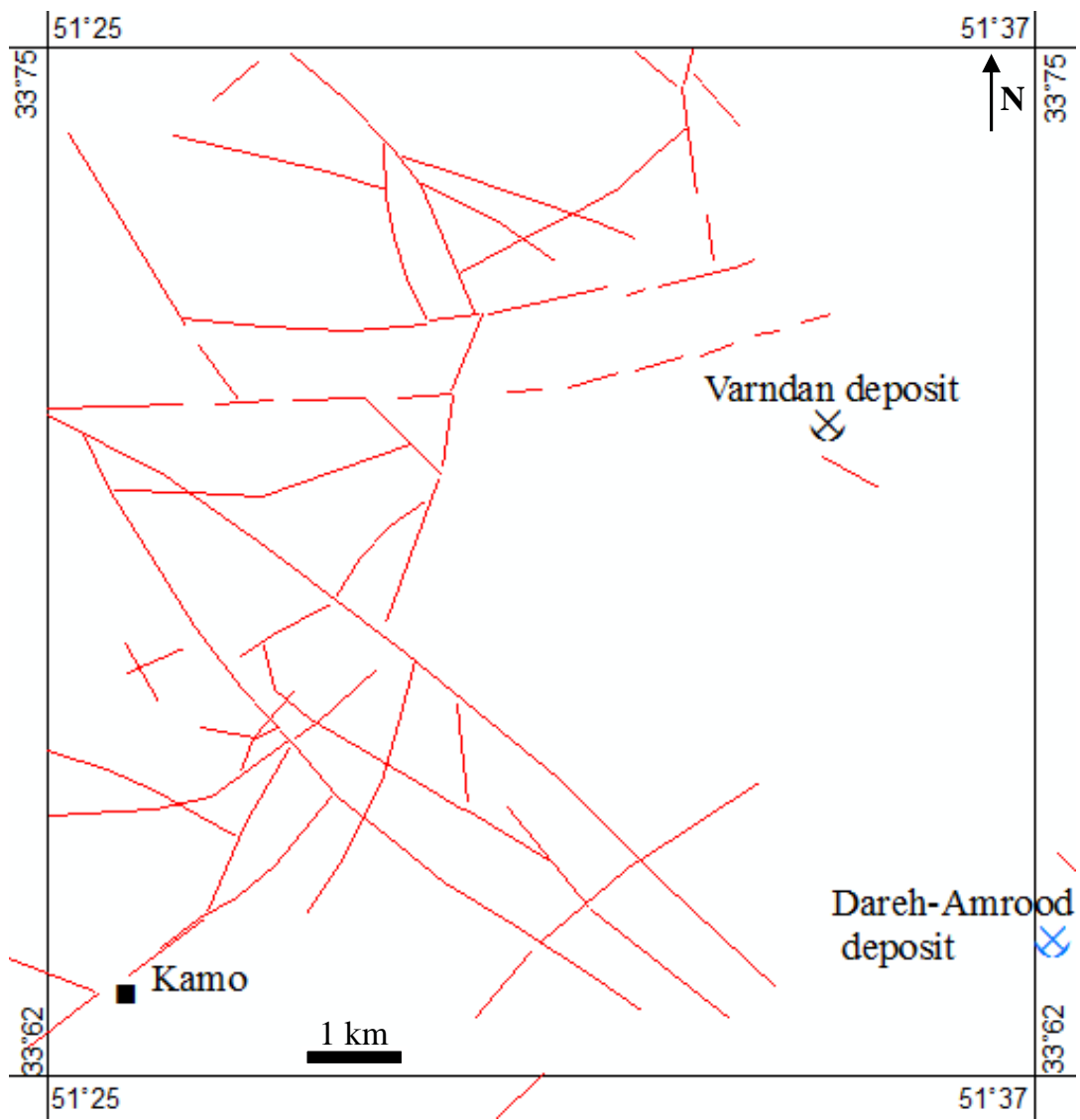
۳-۴-۲- گسل‌های تراستی بعد از میوسن آغازی

در میوسن میانی نیروهای کششی که حوضه‌های آتشفشانی- رسوبی درون کمانی در پهنه ارومیه- دختر در آنها شکل گرفته بودند جای خود را به نیروهای فشارشی داده است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷). عامل ایجاد آنها نیروهای فشارشی پیش از میوسن میانی است که با مراحل انتهایی فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس مطابقت دارد. همچنین بالا آمدن توده نفوذی بر واحدهای مزوزوئیک و واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن حوضه، نیروی فشارشی وارد نموده و موجب چین‌خوردگی و غیرافقی شدن این لایه‌ها شده است. وقوع روراندگی‌های با همان امتداد شمال غربی- جنوب شرقی نشانه تاثیر نیروهای فشارشی در جهت شمال شرقی- جنوب غربی و بالا آمدن توده نفوذی است. در نتیجه این فشردگی حوضه آتشفشانی- رسوبی درون کمانی قبل از الیگومیوسن و واحدهای الیگومیوسن (واحد آتشفشانی رسوبی ائوسن- میوسن و تشکیلات قم) دچار چین‌خوردگی شده و بصورت چین بزرگی از آب بیرون آمده است که در محل کانسار ورندان این چین‌خوردگی بصورت تاقدیس و ناودیس محلی اتفاق افتاده است (شکل ۲-۲). افق‌های کانه دار کانسار ورندان در مرکز تاقدیس و همروند با این واحدها قرار گرفته‌اند. انباشته شدن رسوبات حاصل از فرسایش واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن- میوسن و تشکیلات قم در حوضه‌های کولابی در دو طرف چین‌خوردگی، تشکیلات قرمز بالائی را بوجود آورده‌اند.

۳-۴-۳- گسل‌های امتدای جوانتر از میوسن میانی

گسل‌های فراوانی از این نوع در امتداد شمال شرقی- جنوب غربی و گاهی در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی در این ناحیه مشاهده می‌شود و امتداد دایک‌های جوانتر از میوسن میانی نیز اغلب شمال شرقی- جنوب غربی است. امتداد دره‌ها و آبراهه‌های اصلی منطقه عمدتاً نیز از همین روند تبعیت می‌کنند و به احتمال زیاد گسل موجود در مرز بین تاقدیس و ناودیس ورندان یک گسل امتدادلغز با روند تقریباً شرقی- غربی می‌باشد. این گسل باعث جابجای تاقدیس و ناودیس ورندان در مرکز یال

آن‌ها شده است و همچنین عامل اصلی تشکیل دره اصلی محدوده کانسار این گسل است. به احتمال زیاد از نوع گسل‌های امتدای جوانتر از میوسن میانی می‌باشد (شکل ۱-۴). ریزگسل‌ها، شکستگی‌های منطقه و درزه‌های موجود در سنگ‌های محدوده عمدتاً روندی عمود بر لولای چین‌ها در تاقدیس و ناودیس ورندان از خود نشان می‌هند. همچنین در کمر پایین زیرافق سوم معدنی یک گسل با این روند باعث جابجای در کانسار ورندان شده است (شکل ۴-۱۶). این می‌تواند نشان از جوان بودن کشش در این امتداد در تاقدیس باشد. در انتها با استفاده از مطالعات و اطلاعات موجود و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) نقشه ساختاری گسل‌ها در محدوده معدنی رسم گردید (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸- نقشه گسل‌های موجود در منطقه ورنندان براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲).

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی



STRINGER ZONE IN THE VARANDAN DEPOSIT

- مقدمه
- افق‌های کانه‌داریت - فلزات پاره‌توانی آنتی‌تانی - رجوی
- افق اول کانه‌زایی (OH-1)
- زیرافق اول کانساروندان (SH-1)
- زیرافق دوم کانساروندان (SH-2)
- زیرافق سوم کانساروندان (SH-3)
- زیرافق چهارم کانساروندان (SH-4)
- افق دوم کانه‌زایی (OH-2)
- افق سوم کانه‌زایی (OH-3)
- افق چهارم کانه‌زایی (OH-4)
- ویژگی‌های کانی‌زایی باریت - سرب - مس در کانساروندان
- شکل‌های معدنی
- رخساره‌های کانه‌دار
- دگرسانی (کهریتی و کوارتز - سرسیتی)
- پهنه‌بندی دگرسانی

Chapter 4: Mineralization and Alteration

بیش از ۱۰۰ کانسار باریت تاکنون در ایران، با سن‌های از کامبرین پسین تا میوسن شناخته شده است (قربانی، ۱۳۸۱). طیف گسترده‌ای از کانه‌زائی باریت در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دوران سوم در کمربند ماگمائی ارومیه- دختر رخ داده است (نظری، ۱۳۷۴، خلج معصومی و همکاران، ۱۳۸۹).

منطقه جنوب کاشان و شمال غرب دلیجان در کمربند ماگمائی ارومیه- دختر از نظر تنوع کانی‌زائی به خصوص کانی‌زائی از نوع اسکارنی در اطراف توده نفوذی قهرود و کانه‌زائی از نوع سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) تیپ کروکو، باریت- فلزات پایه قابل اهمیت می‌باشد.

قسمت اعظم ذخایر و اندیس‌های فلزی موجود در منطقه مورد مطالعه در جنوب کاشان از نوع اسکارنی بوده و در مجاورت توده‌های نفوذی تشکیل شده‌اند. این اسکارنی‌ها عمدتاً از نوع آهن دار هستند از جمله این کانی‌زائی‌های شناخته شده می‌توان به کانسار اسکارنی آهن ورتاوه (وکیلی نوش آبادی و همکاران، ۱۳۹۳) اشاره نمود. از جمله ذخایر کشف شده غیر مرتبط با توده‌های نفوذی منطقه که به صورت کانسارهای VMS در منطقه رخ داده‌اند، می‌توان کانسار باریت دره (نظری، ۱۳۷۴)، کانسار سرب- روی دره‌امروود و کانسار باریت- سرب- مس ورندان (مطالعات حاضر) را نام برد. کانسار باریت تپه‌سرخ (خلج معصومی و همکاران، ۱۳۸۹) از جمله کانسارهای VMS در شمال غرب دلیجان است که از لحاظ سنگ میزبان در واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن (شبیه به کانسار ورندان و دره‌امروود) رخ داده است لذا از لحاظ جایگاه افق‌های کانه‌دار با کانسارهای جنوب کاشان مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرد. همچنین ذخایر و اندیس‌های غیرفلزی در منطقه جنوب کاشان شامل انواع سنگ‌های ساختمانی و نما، سیلیس و کوارتز بلورین است و همچنین گرافیت و خاک زرد ذخایر کوچکی در منطقه هستند که می‌توانند برای مصارف محلی کاربرد داشته باشند (جانثاری، ۱۳۷۵).

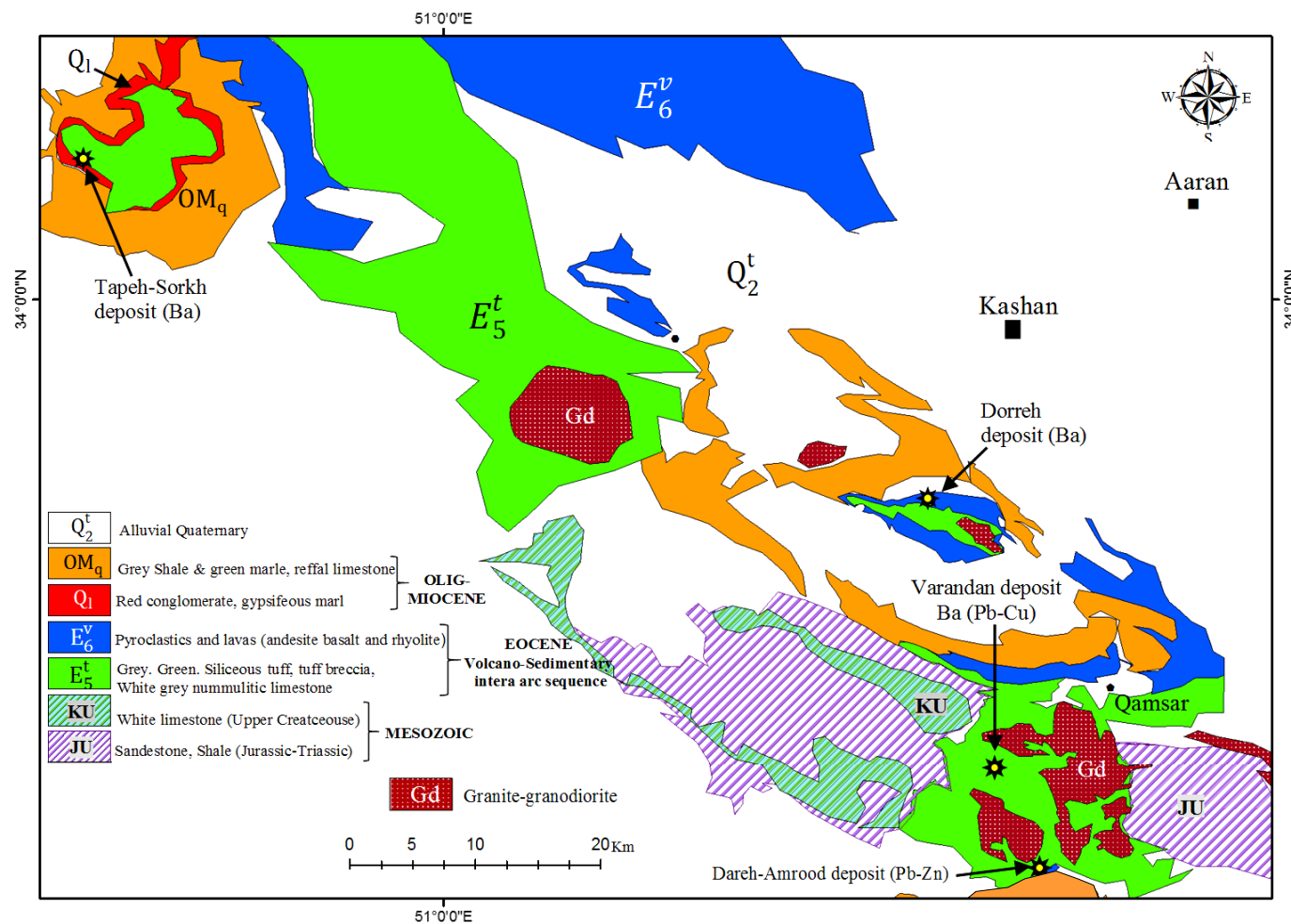
۲-۴- افق‌های کانه‌دار باریت- فلزات پایه در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن، جنوب

کاشان و شمال غرب دلیجان

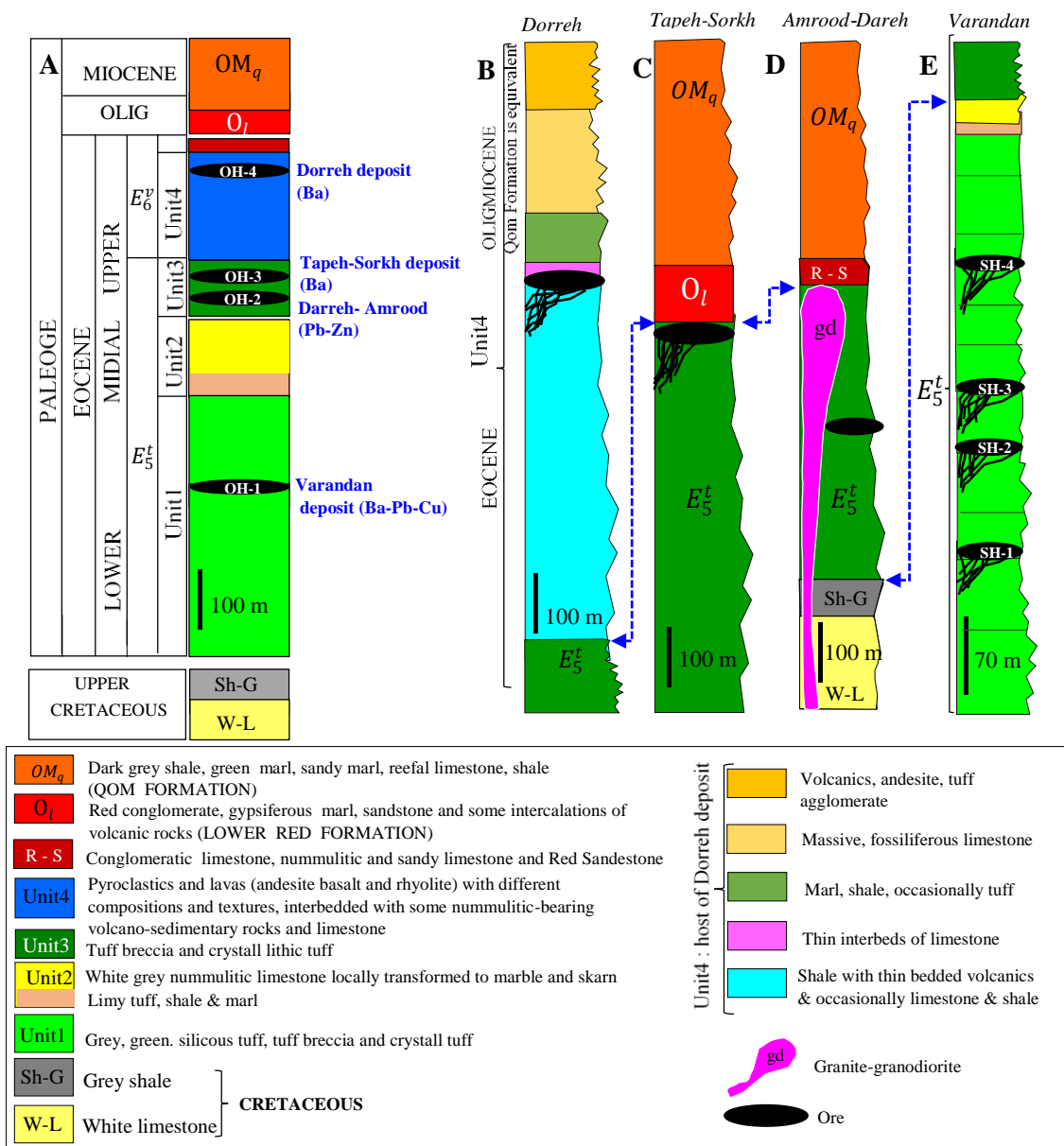
توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در جنوب کاشان شامل دو واحد اصلی (E_5^t) و (E_6^v) می‌باشد که در فصل زمین‌شناسی محدوده معدنی توضیح داده شدند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در ناحیه جنوب کاشان و شمال غرب دلیجان، کانسارهای مورد مطالعه در جایگاه چینه‌شناسی خاصی رخ داده‌اند (شکل ۴-۱). افق‌های کانه‌دار در منطقه از پایین به بالا شامل ۴ افق کانه‌دار اصلی (OH-1، OH-2، OH-3 و OH-4) است (شکل ۴-۲) (شکل ۴-۳):

۲-۴-۱- افق اول کانه‌زائی (OH-1):

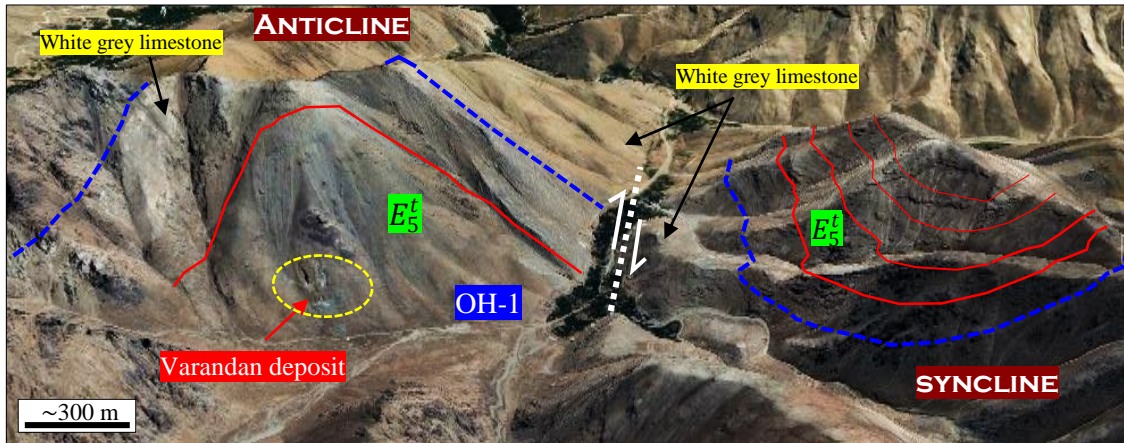
افق اول کانه‌زائی در توالی چینه‌ای بخش میانی ائوسن، همراه با سنگ میزبان توف سیلیسی سبز و خاکستری رنگ، توف‌برش و توف کریستالی ($Unit^1$) تشکیل شده است، این افق شامل کانسار باریت-سرب-مس ورندان می‌باشد. کانسار ورندان خود نیز شامل ۴ زیرافق کانه‌دار (SH-1، SH-2، SH-3 و SH-4) است (شکل ۴-۳). گستردگی توالی زیرافق‌های کانسار ورندان همراه با دگرسانی‌های سنگ دیواره و یک نمای شماتیک از این کانسار در شکل (۴-۷) آورده شده است. در ادامه به ترتیب این زیرافق‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۱- موقعیت کانسارهای مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان، گلپایگان، قم و آران و ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان، بر گرفته از (عمیدی و همکاران، ۱۳۵۹)، (علوی و همکاران، ۱۳۵۹)، (هاشم امامی، ۱۳۵۹)، (هاشم امامی و همکاران، ۱۳۵۹) و (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲).



شکل ۴-۲- توالی چینہ‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه (A). توالی میزبان کانہ‌زائی در کانساره دره (B)، تپہ‌سرخ (C)، درہ‌امروود (D) و ورندان (E).



شکل ۳-۴- نمائی از افق اول کانه‌زائی در منطقه (OH-1) کانسار ورنندان (دید به سمت شمال شرق).

۴-۲-۱-۱- زیرافق اول کانسار ورنندان (SH-1)

کمر پایین ماده معدنی در زیرافق اول که زیر کانسنگ باریتی قرار گرفته، حدود ۴۰ متر ضخامت دارد. افق کانه‌دار ۳ متر ضخامت دارد که به صورت لایه‌ای-نواری همروند با سنگ‌های میزبان امتداد دارد، در اطراف دچار دگرسانی سیلیسی-سر سیتی شده است. کمر بالایی ماده معدنی شامل ۲۰ متر توف سیلیسی با دگرسانی کلریتی می‌باشد و دلیل ایجاد آن تاثیر دگرسانی کمربالین زیرافق دوم بر روی این زیرافق می‌باشد. شکل (۴-۴) نمائی از زیر افق اول کانسار ورنندان را نشان می‌دهد.

۴-۲-۱-۲- زیرافق دوم کانسار ورنندان (SH-2)

کمر پایین ماده معدنی در زیرافق دوم توف سیلیسی کلریتی شده است که حدود ۲۰ متر ضخامت دارد، کانسنگ باریتی بصورت لایه‌ای-نواری از ۲ لایه با ضخامت ۱ و ۱/۵ متر تشکیل شده است. که بین آن‌ها یک لایه توف کلریتی شده شدیداً دگرسان با ضخامت ۱/۵ متر قرار گرفته است. کمر بالایی ماده معدنی شامل توف‌های سیلیسی و توف‌برش دگرسان نشده می‌باشد (شکل ۴-۴).

۴-۲-۱-۳- زیرافق سوم کانسار ورنندان (SH-3)

زیرافق سوم کانه‌زائی کانسار ورنندان شامل: توف سیلیسی کلریتی شده در کمر پایین ماده معدنی است که ضخامت آن حدود ۲۰ متر می‌باشد. افق معدنی دارای ضخامت ۳/۵ است و بیشترین عیار ماده

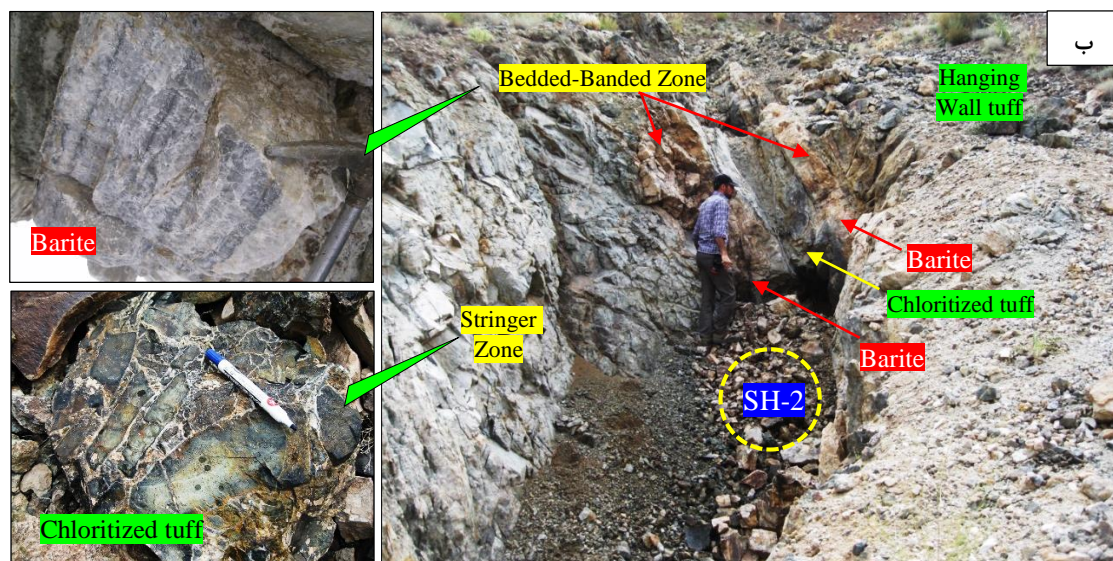
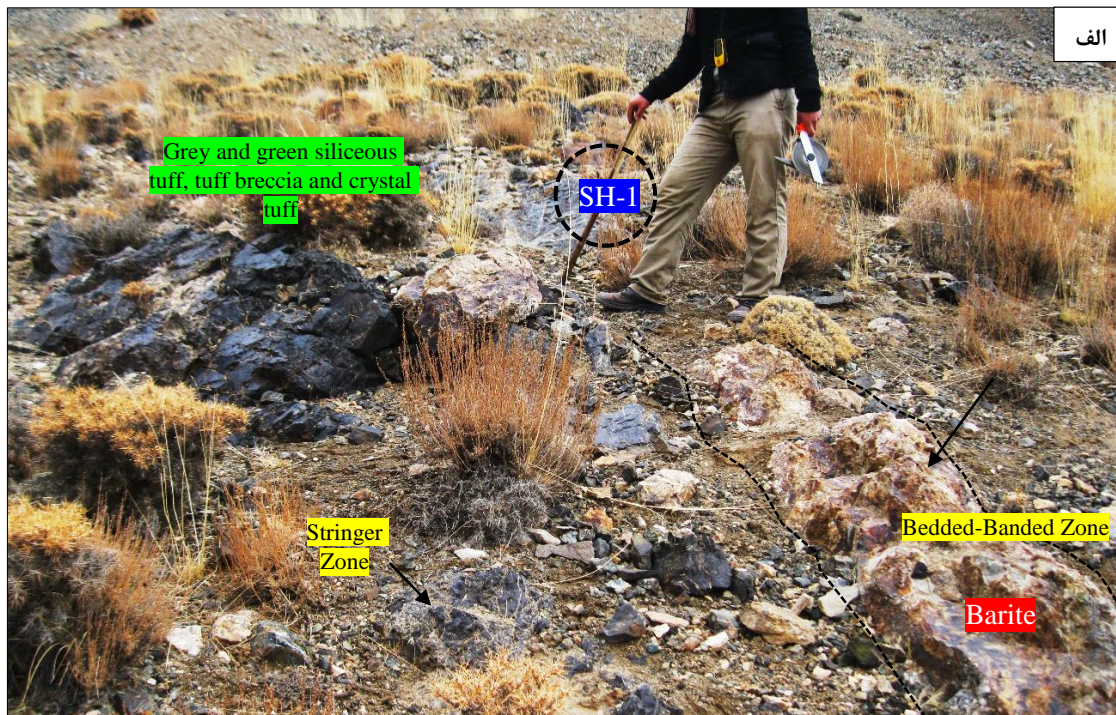
معدنی در این زیرافق مربوط به سیلیس (حدود ۸۰ درصد) می‌باشد و باریت فقط ۱۵ درصد از این زیرافق را تشکیل می‌دهد و همراه با دگرسانی سیلیسی و کمی سرسیتی شده قابل مشاهده است. کمر بالایی ماده معدنی شامل توف‌های سیلیسی دگرسان نشده می‌باشد (شکل ۴-۵).

۴-۲-۱-۴- زیرافق چهارم کانسار ورندان (SH-4)

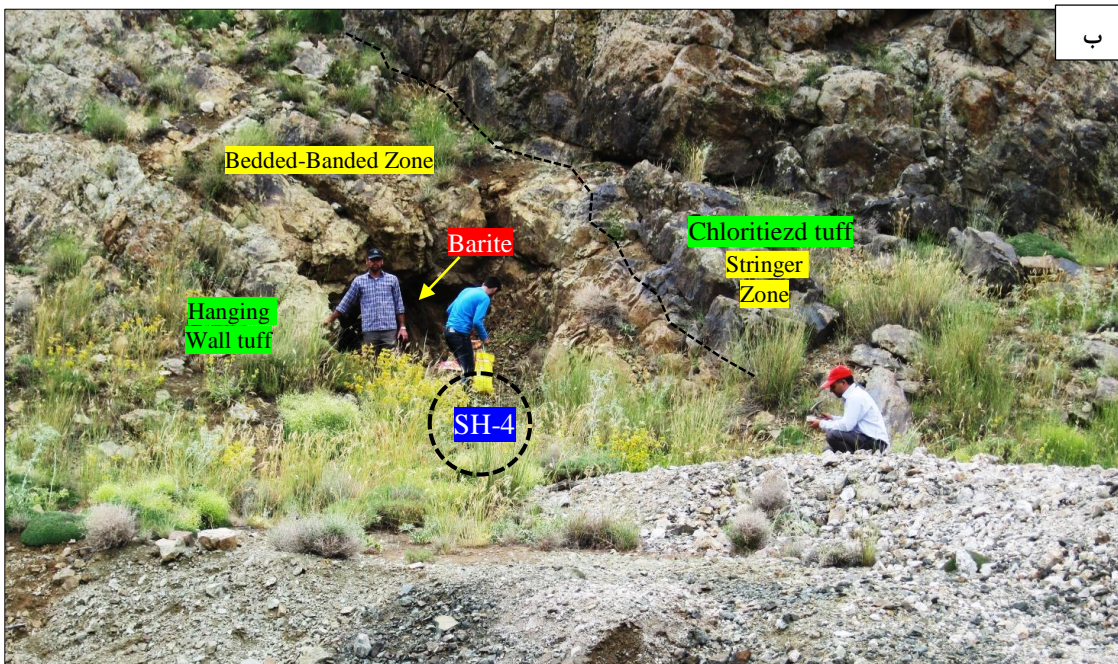
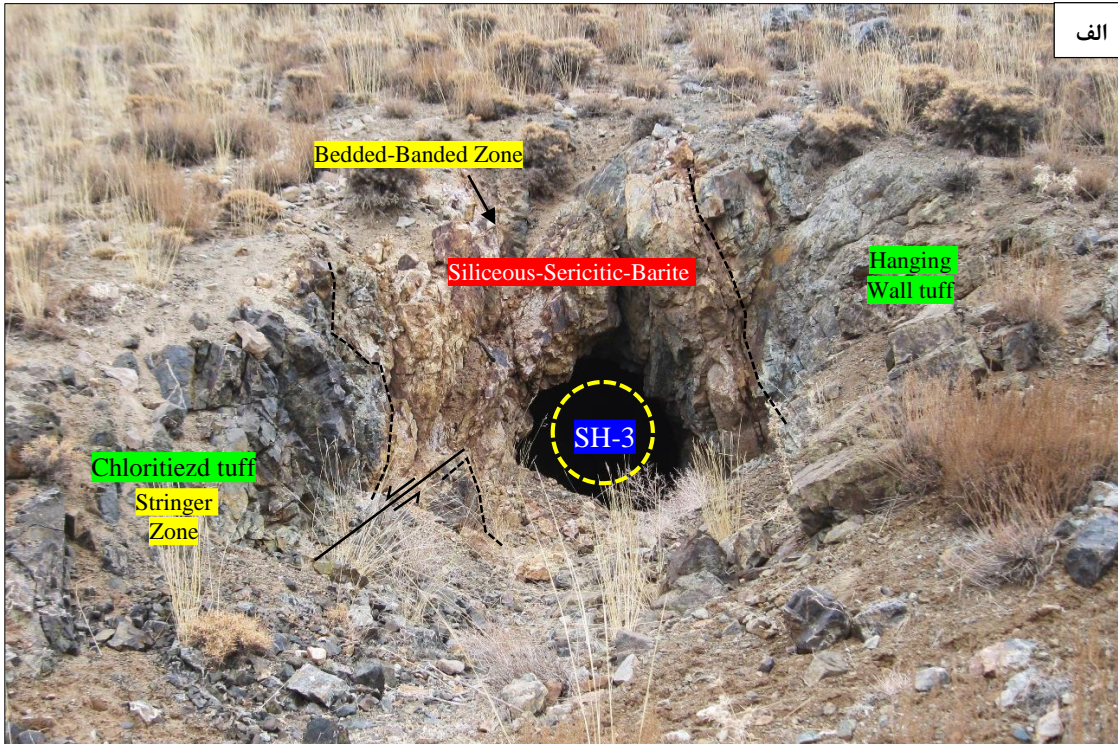
این زیرافق در یال دیگر تاق‌دیس کانسار ورندان نمایان است. توف سیلیسی کلریتی شده با ضخامت حدود ۵۰ متر کمر پایین ماده معدنی را تشکیل می‌دهد و بالاتر از زیرافق سوم قرار گرفته است. به دلیل جدا بودن محل خروج سیالات در کف دریا در زمان ته‌نشست در حاشیه دیگر حوضه تشکیل شده‌اند. دگرسانی کمر پایین آن بر روی کمر بالایی افق‌های زیرین تاثیر نداشته است. کانسنگ باریتی این زیرافق که ضخامت آن به ۰/۵ متر می‌رسد در اطراف دچار دگرسانی سیلیسی - سرسیتی شده است. کمر بالایی ماده معدنی شامل توف‌های سیلیسی دگرسان نشده است (شکل ۴-۵).

۴-۲-۲-۴- افق دوم کانه‌زائی (OH-2)

افق دوم کانه‌زائی در توالی ستون چینه‌ای سنگ‌های بخش میانی - بالایی ائوسن، که سنگ‌میزبان آن شامل توف‌برش و لیتیک-کریستال توف است (Unit³)، این افق کانسار سرب-روی دره‌امرود در زیر واحد ۳ (توف‌برش و لیتیک-کریستال توف) (بخش آتشفشانی) و اندیس مس در منطقه دره‌امرود در داخل زیرواحد (R-S) (ماسه سنگ قرمز) سنگ‌میزبان را شامل می‌شود که در جنوب منطقه ورنندان قرار گرفته است (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۶ الف). قابل ذکر است اندیس مورد بحث در این تحقیق شناسایی شده و نیاز به مطالعات دقیق‌تر جهت الگوی پیدایش دارد.



شکل ۴-۴-الف- نمائی از زیرافق اول کانه‌زائی (SH-1)، ب- نمائی از زیرافق دوم (SH-2) و رخساره‌های کانه‌دار آن در کانسار ورنندان



شکل ۴-۵-الف- زیرافق سوم کانه‌زائی (SH-3) در کانسار ورندان (به جنس سیلیسی غالب کانسنگ لایه‌ای توجه شود)، ب- زیرافق چهارم (SH-4) در یال دیگر تاق‌دیس ورندان (به جهت کم‌رپایین و بالای معدنی نسبت به دیگر زیر افق‌ها توجه گردد).

۴-۲-۳- افق سوم کانه‌زائی (OH-3)

افق سوم کانه‌زائی در توالی ستون چینه‌ای سنگ‌های بخش میانی- بالایی ائوسن، که سنگ‌میزبان آن شامل: توف‌برش و لیتیک- کریستال توف می‌باشد (Unit³) تشکیل شده‌اند، کانسار باریت تپه‌سرخ یک نمونه از کانه‌زائی این افق در منطقه جنوب کاشان و شمال‌غرب دلیجان است (شکل ۴-۶ ب).

۴-۲-۴- افق چهارم کانه‌زائی (OH-4)

افق چهارم کانه‌زائی در توالی ستون چینه‌ای سنگ‌های بخش بالایی ائوسن، که کمربالا و کمرپایین آن شامل گدازه‌های فلسیک و آهک قاعده‌ای می‌باشد (Unit⁴) تشکیل شده‌اند، کانسار باریت دره از جمله کانساری است که در این افق چینه‌شناسی قرار دارد (شکل ۴-۶ ج).

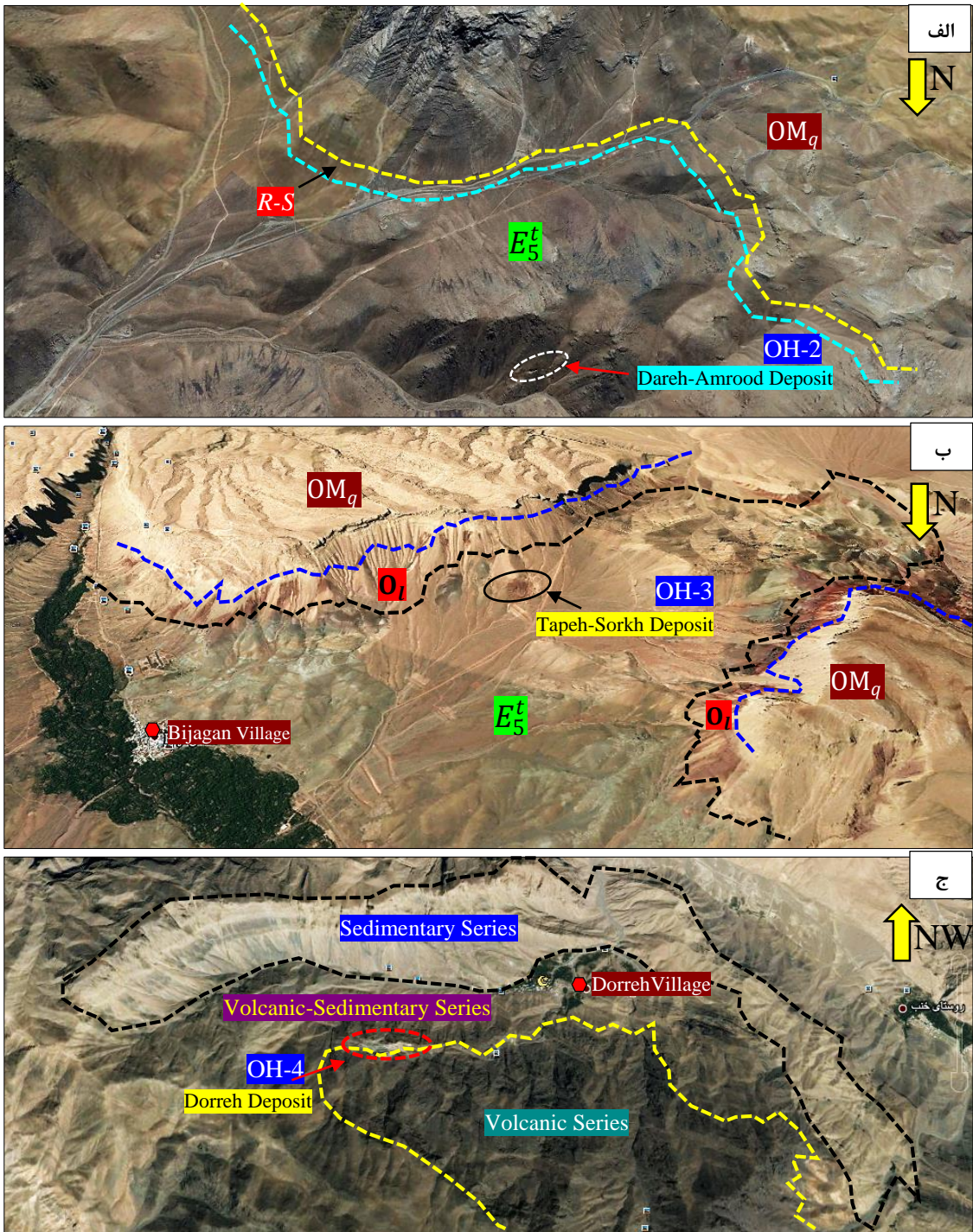
با توجه به بررسی‌های صحرایی صورت گرفته، ویژگی‌های کانسار ورندان مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۳- ویژگی‌های کانی‌زایی باریت- سرب- مس در کانسار ورندان و رخساره‌های کانه‌دار

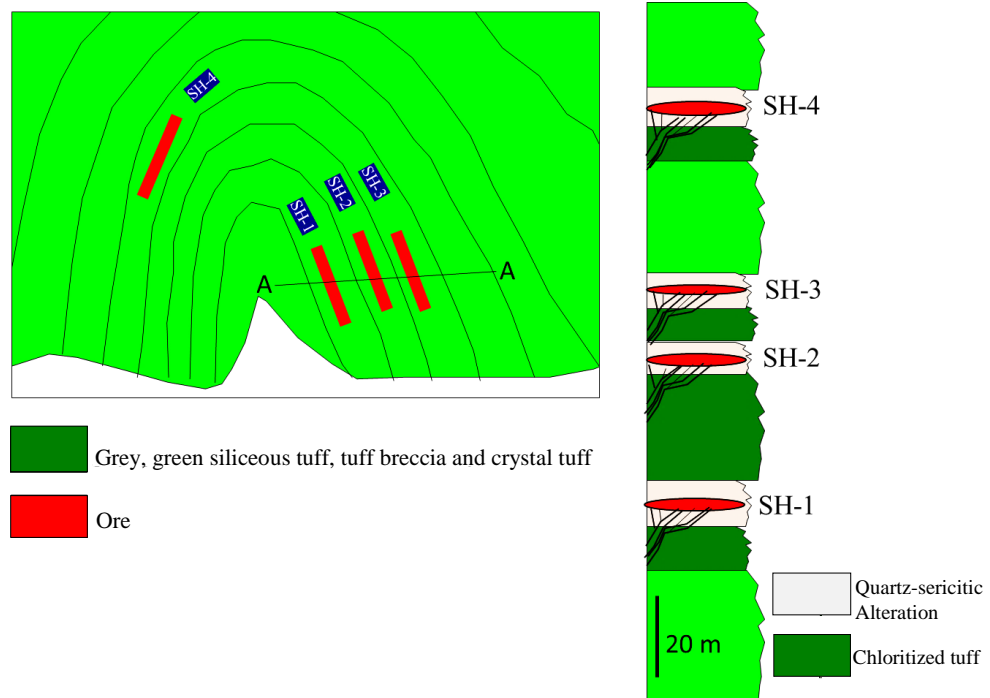
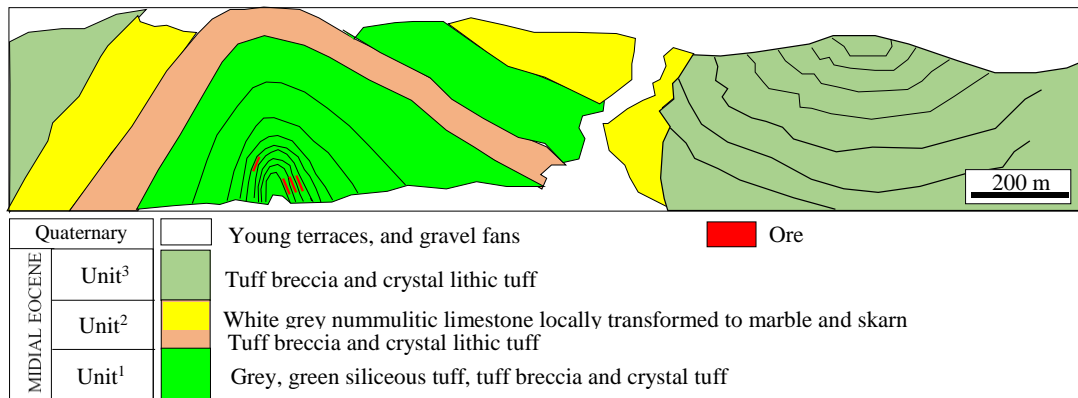
فعالیت معدنکاری در افق‌های کانه‌دار کانسار ورندان در همه زیرافق‌های آن در امتداد روند واحدهای سنگی کانه‌دار صورت گرفته است (شکل‌های ۴-۳، ۴-۴ و ۴-۵). کانه‌زائی در کانسار ورندان، در توف‌های سیلیسی، توف‌برش و توف کریستالی و ۴ زیرافق در یک تاقدیس رخ داده است (شکل ۴-۷).

۴-۳-۱- شکل هندسی ماده معدنی

کانه‌زایی VMS در محدوده معدنی ورندان بصورت پیکره‌های لایه‌ای- نواری و هم‌روند با لایه بندی سنگ‌میزبان رخ داده است (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۵). گسترش طولی زیرافق‌های کانه‌دار کانسار حدود ۳۰۰ متر و ضخامت متوسط آنها تقریباً در حدود ۰/۵ تا ۳ متر است.



شکل ۴-۶- الف- تصویر هوایی از افق دوم کنه‌زائی (OH-2) (کانسار دره‌امروود). ب- تصویر هوایی مایل از افق سوم کنه‌زائی (OH-3) (کانسار باریت تپه‌سرخ). ج- تصویر هوایی از افق چهارم کنه‌زائی (OH-4) (کانسار دره کاشان). علائم مطابق (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۷- نمایش شماتیک از کانسار ورنندان همراه با چگونگی موقعیت زیرافق‌های معدنی در مرکز تاقدیس و جایگاه ۴ زیرافق معدنی (SH-1, 2, 3, 4) به همراه توالی سنگ‌شناسی و دگرسانی‌های محدوده معدنی.

۴-۳-۲- رخساره‌های کانه‌دار

کانی‌سازی در کانسار باریت-سرب-مس ورنندان بر اساس ساخت، بافت، کانی‌شناسی و نوع ارتباط با سنگ میزبان از پایین به بالا به پنج رخساره متفاوت قابل تقسیم می‌باشد:

الف- رخساره برشی و رگه- رگچه‌ای^۱

ب- رخساره مجموعه دهانه‌ای^۲

ت- رخساره کانسنگ توده‌ای^۳

ث- رخساره کانسنگ لایه‌ای- نواری^۴

ج- رخساره خروجی‌های آهن و منگنزدار و سولفیدی^۵

همچنین در کانسار دره و تپه سرخ رخساره‌های استوک ورک، کانسنگ باریتی (توده‌ای) و چرت سرخ هماتیت‌دار تشخیص داده شده‌اند (نظری، ۱۳۷۴) و (خلج‌معصومی و همکاران، ۱۳۸۹).

به عنوان نمونه از رخساره‌های زیرافق اول کانه‌زائی کانسار ورندان یک شکل شماتیک (۴-۱۳) رسم گردیده است و در آن جایگاه این رخساره‌ها مشخص شده است، به دلیل غیرافقی بودن لایه‌های باریتی و همخوان و همروند بودن با سنگ‌های میزبان این رخساره‌ها بصورت سطحی در سطح زمین مشاهده می‌شوند که زیرافق اول، دوم و سوم در یال سمت راست و زیرافق چهارم در یال سمت چپ تاقدیس ورندان واقع شده‌اند. همچنین بر اساس مطالعات نمونه‌های دستی، میکروسکوپی و بررسی‌های صحرائی تشخیص این رخساره‌ها میسر گردید. ویژگی‌های هر یک از این رخساره‌ها به شرح زیر می‌باشد:

۱-۲-۳-۴ - رخساره رگه- رگچه‌ای و برشی

رخساره رگه- رگچه‌ای و برشی در توف‌های سبز کمر پایین ماده معدنی دیده می‌شود (شکل ۴-۸) که سنگ‌های میزبان را دچار دگرسانی کلریتی نموده‌اند. این رگه- رگچه‌های سیلیسی سنگ‌های میزبان

۱ - Stringer zone

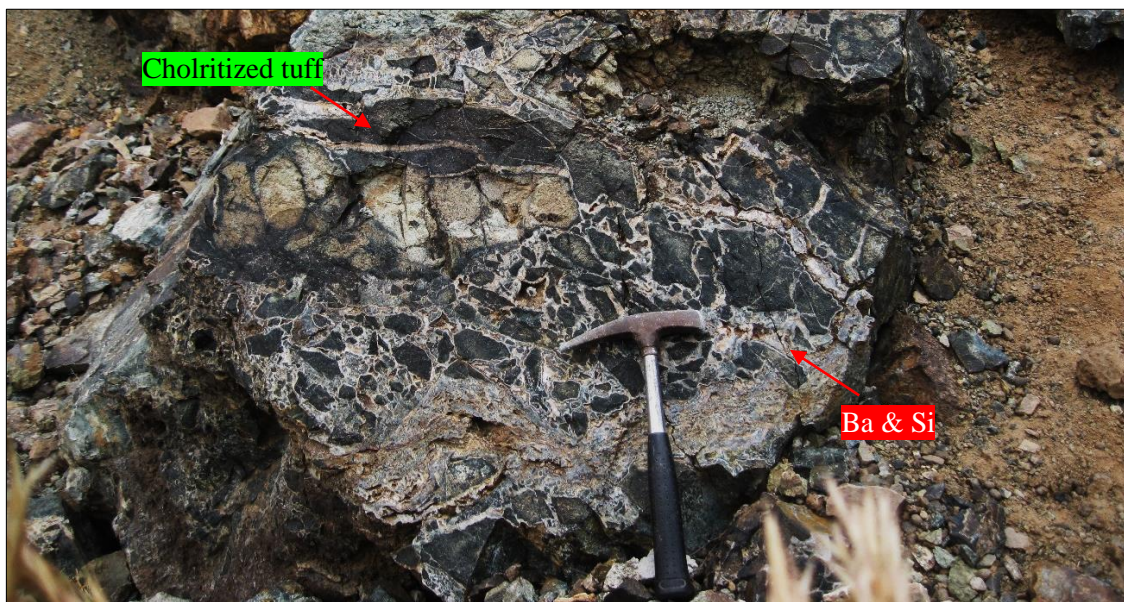
۲ - Vent complex

۳ - Massive ore facies

۴ - Bedded-banded ore facies

۵ - Exalative sediment

را در جهات مختلف قطع کرده است، همچنین رگه-رگچه‌ها باعث خورد شدگی و قطعه قطعه شدن سنگ میزبان شده‌اند که نمایی برشی ایجاد کرده‌اند (شکل ۴-۸). در نمونه‌های برداشته شده از بخش دارای دگرسانی کلریتی از این نوع کانسنگ قطعات توف سیلیسی با رنگ سبز خاکستری و باریت و سیلیس و فلزات پایه همراه آنها (سفید رنگ) فضای بین این قطعات را پر کرده‌اند. شکل دانه‌ها نیمه گردشده و زاویه‌دار است.



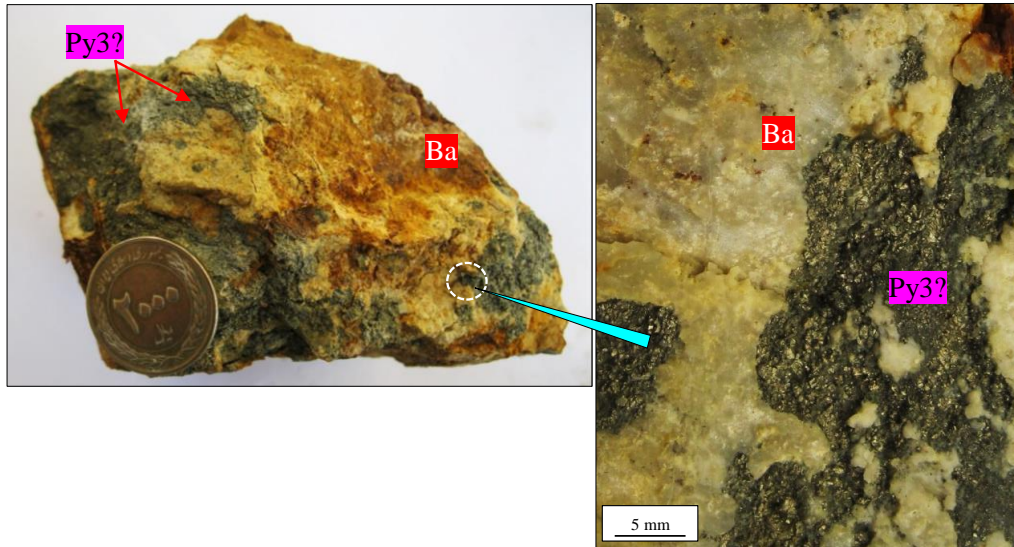
شکل ۴-۸- رخساره رگه-رگچه‌ای (استرینگر) و برشی، دارای قطعات خرد شده و کلریتی از جنس توف سیلیسی که توسط سیمان باریتی (Ba) و سیلیسی (Si) (فلزات پایه) احاطه شده است.

۴-۳-۲-۲- رخساره مجموعه دهانه‌ای

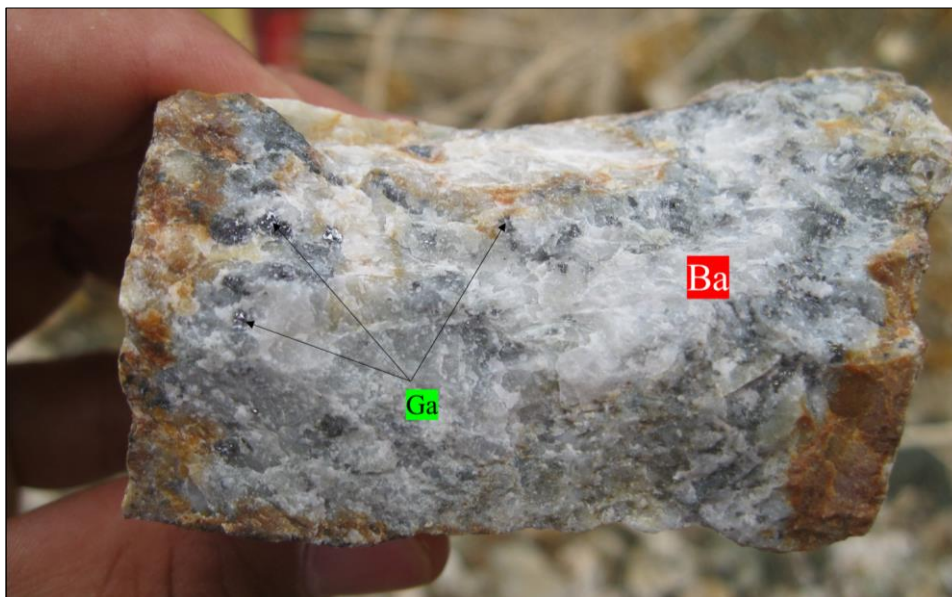
رخساره مجموعه دهانه‌ای در اثر فازهای بعدی سیال کانه ساز و بالا آمدن سولفیدها از کمربند پایین ماده معدنی و جاننشینی آن در رخساره باریتی توده‌ای ایجاد شده است (شکل ۴-۹). در این رخساره کانی اصلی جانشین شده در باریت، پیریت‌های توده‌ای در کانسار و رندان می‌باشد.

۳-۲-۳-۴ - رخساره توده‌ای و نیمه توده‌ای

رخساره کانسنگ توده‌ای از باریت توده‌ای به همراه دانه‌های پراکنده از کانی سولفیدی از جنس گالن تشکیل شده است (شکل ۴-۱۰). کانی‌های تشکیل دهنده این رخساره باریت، گالن، تتراهدریت و اسفالریت است.



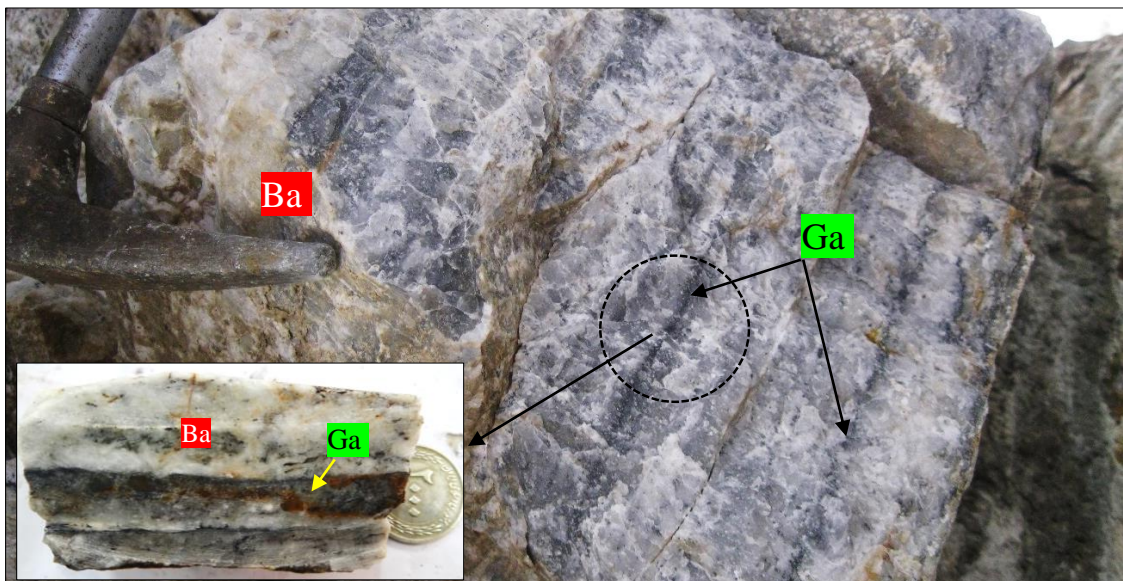
شکل ۴-۹- نمونه دستی از رخساره مجموعه دهانه‌ای، پیریت توده‌ای نسل سوم (py3) جانشین باریت توده‌ای در زیرافق اول کانه‌زائی در کانسار ورندان شده‌اند.



شکل ۴-۱۰- نمائی از رخساره کانسنگ توده‌ای، باریت (Ba) (سفید رنگ) و سولفیدی دانه درشت و ریز دانه از جنس گالن (Ga) (تیره رنگ)

۴-۳-۲-۴ - رخساره لایه‌ای - نواری

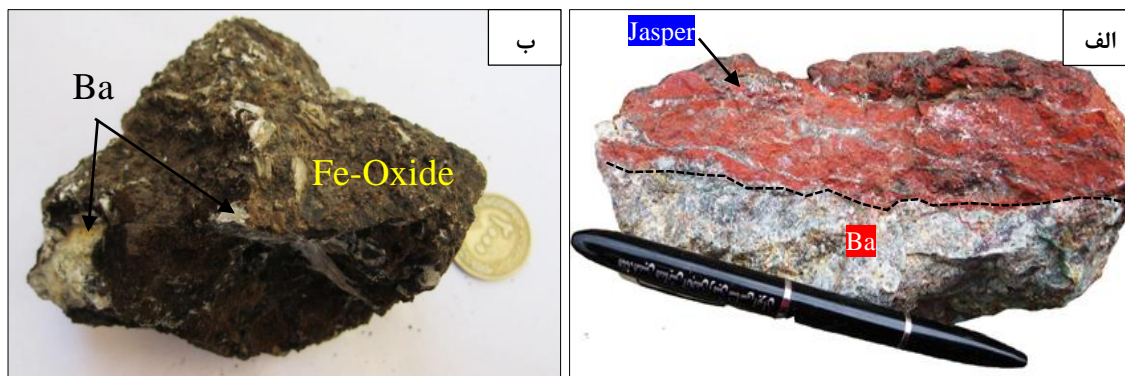
شاخصترین ویژگی بافت و ساختی کانسار ورنندان در رخسار چینه سان (کانسنگ لایه‌ای - نواری)، وجود لامینه‌ها و نوارهای سولفیدی موازی لایه‌بندی سنگ میزبان است که سیمایی رسوبی به این رخساره می‌دهد که در لایه‌های باریتی و داخل توف‌های میزبان قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۱). لامینه‌های موجود در کانسنگ باریتی از تناوب نوارهای سفید رنگ باریت و نوارهای سیاه رنگ از جنس گالن تشکیل شده‌اند، در رخساره کانسنگ لایه‌ای باریتی، ساخت لامینه می‌تواند نمایشگر مراحل مختلف ته‌نشست کانی‌های باریت و گالن از سیالی باشد که به طور متناوب شرایط فیزیکی شیمیایی آن تغییر می‌کرده و در هر مرحله، کانی خاصی را ته‌نشست داده است. این ساخت می‌تواند بر اثر نفوذ سیال‌های کانهدار در مراحل مختلف نیز تشکیل شود که نشان دهنده تکوین چند مرحله‌ای کانسار می‌باشد.



شکل ۴-۱۱ - نمایی از رخساره کانسنگ لایه‌ای و ساخت نواری آن، باریت (Ba) (سفید رنگ) با تناوب لامینه‌های تیره رنگ سولفیدی دانه درشت و ریز دانه از جنس گالن (Ga).

۴-۳-۵- رخساره رسوبات گرمابی- بروندمی باریتی آهن و منگنزدار

خروجی‌های کانسار ورندان در همه زیرافق‌ها دو نوع می‌باشد نوع اول بصورت جاسپرهای سرخ رنگ هماتیته بر روی بخش چینه‌سان (رخساره لایه‌ای- نواری و رخساره توده‌ای) ایجاد شده است (شکل ۴-۱۲ الف). و نوع دوم شامل قطعات باریتی و سیلیسی در یک خمیره از جنس اکسیدهای آهن می‌باشد که در بخش‌های دور از کانسار تشکیل شده است (شکل ۴-۱۲ ب).



شکل ۴-۱۲- : نمائی از رخساره رسوبات گرمابی- بروندمی باریتی آهن و منگنزدار، الف- جاسپر قرمز رنگ هماتیته بر روی بخش توده‌ای. ب- قطعات باریتی در خمیره‌ای از آهن و منگنز

۴-۴- دگرسانی

بر اساس مطالعات پتروگرافی و کانی شناسی انجام گرفته در منطقه مورد مطالعه دگرسانی در کانسار ورندان شامل دو نوع: دگرسانی کلریتی و دگرسانی کوارتز- سرسیتی است. دگرسانی کلریتی در کمربین زیرافق‌های معدنی در رخساره رگه- رگچه‌ای وجود دارد (شکل ۴-۱۴) و (شکل ۴-۱۵) و دگرسانی کوارتز- سرسیتی در اطراف ماده معدنی باریتی تشکیل شده است (شکل ۴-۱۴) و (شکل ۴-۱۶).

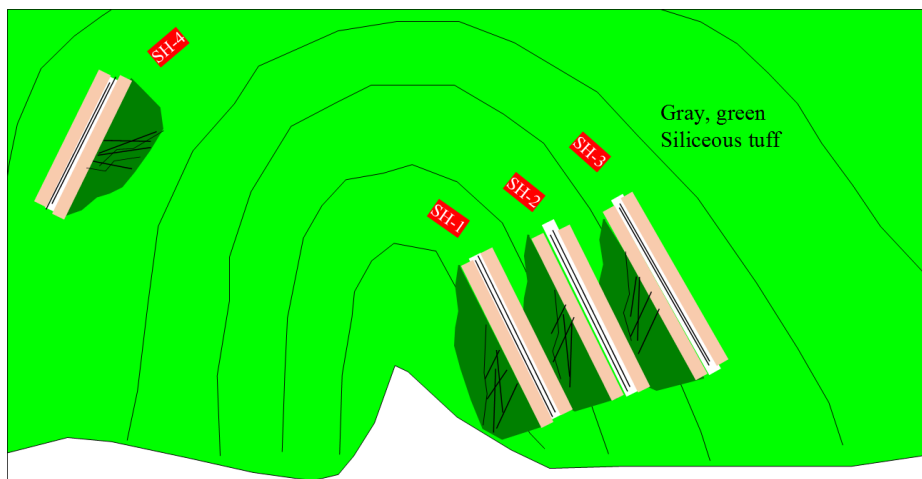
۴-۴-۱- دگرسانی کلریتی


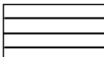

این دگرسانی، گسترده‌ترین نوع دگرسانی در کانسار ورندان بوده و با رخساره‌های استرینگر چهار زیرافق کانه‌دار کانسار ورندان و مقدار کمی با رخساره لایه‌ای- نواری همراه می‌باشد. سنگ‌های کمر

پایین ماده معدنی در هر زیرافق به شدت دچار دگرسانی کلریتی شده که دگرسانی زیرافق‌های جوانتر بر کمربالای زیرافق‌های قدیمتر نیز تاثیر گذاشته است و دارای رنگ سبز می‌باشند (شکل ۴-۱۵). نتایج آنالیزهای میکروپروپ از دو نوع کلریت در کمربالای زیرافق دوم و سوم در فصل ژئوشیمی مورد بررسی و تفسیر قرار می‌گیرند. بنا به نظر Galley et al (2007) 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 سبز رنگ پیدا می‌کند.

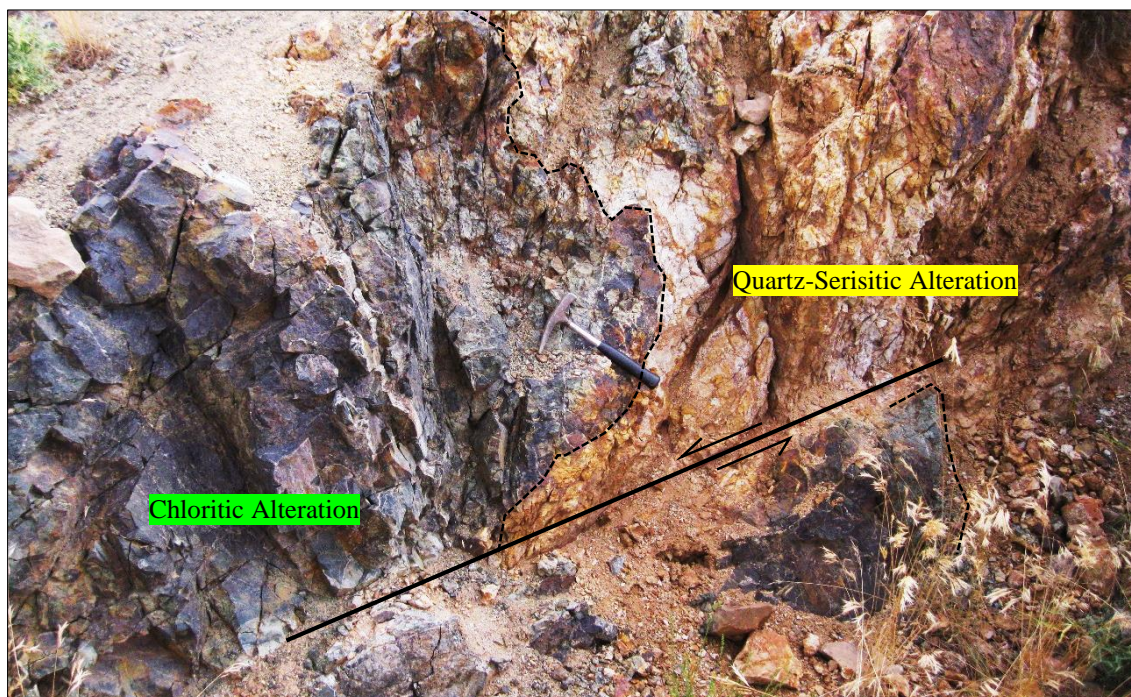
۴-۴-۲- دگرسانی کوارتز- سرسیتی

دگرسانی کوارتز- سرسیتی نیز در زیرافق‌های کانه‌دار و در اطراف لایه‌های معدنی باریتی گسترش دارد این دگرسانی در حد فاصل دگرسانی کلریتی و بلافاصله در زیر لایه‌های باریتی و اطراف آن قرار دارد که باعث تشکیل مقادیر فراوان کانی‌های رسی و در نتیجه سفید رنگ شدن سنگ‌های دیواره شده است (شکل ۵-۱۶) از جمله کانی‌های که در نتایج آنالیز نمونه‌ها با روش XRD مشخص گردیدند می‌توان مسکویت، دیکیت، مونت موریلونیت را نام برد (فصل پنجم). در اثر این دگرسانی کانی‌های فلدسپار موجود در سنگ‌های میزبان به شدت تخریب و فرسایش یافته و به کانی‌های رسی و کوارتز تبدیل شده‌اند.

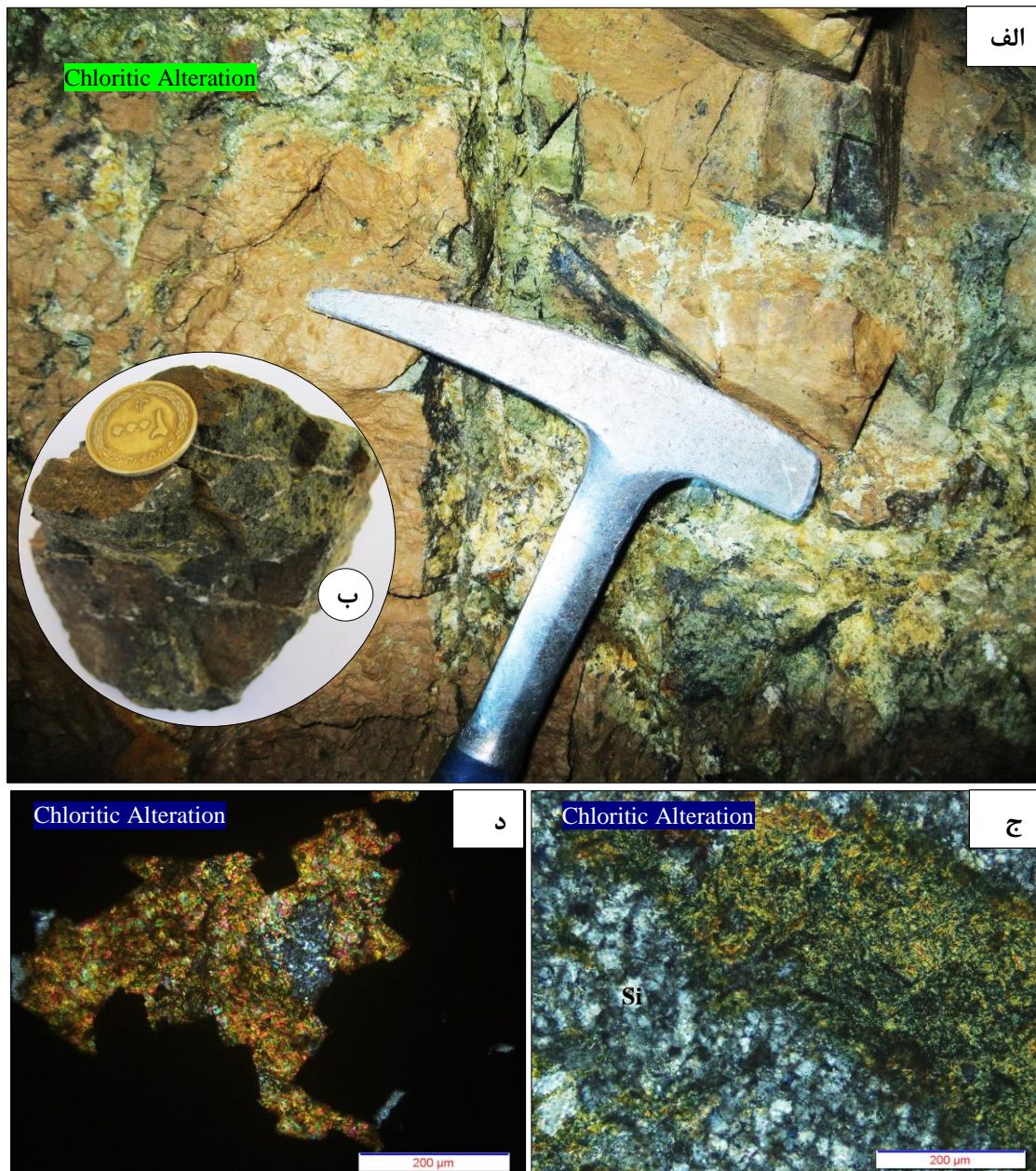


-  Quartz-sericitic Alteration
-  Ore (Ba-Pb-Cu)
-  Chloritized tuff

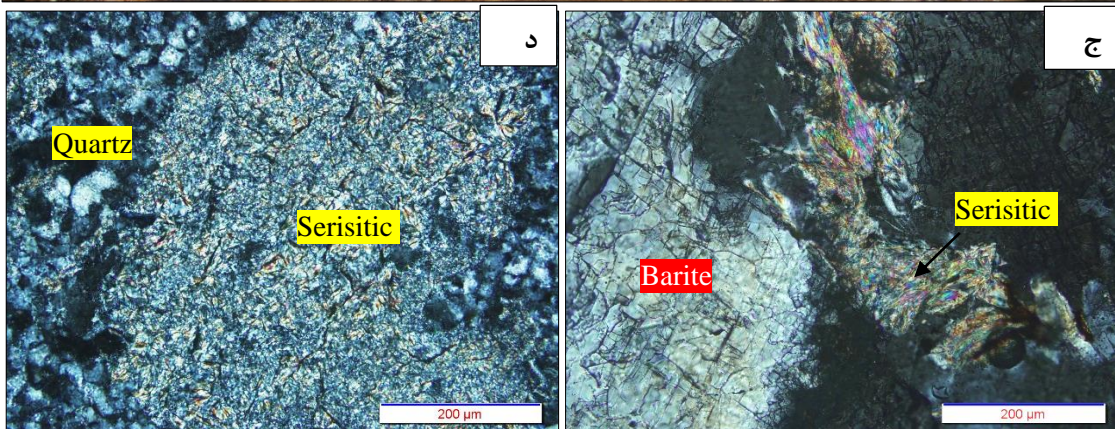
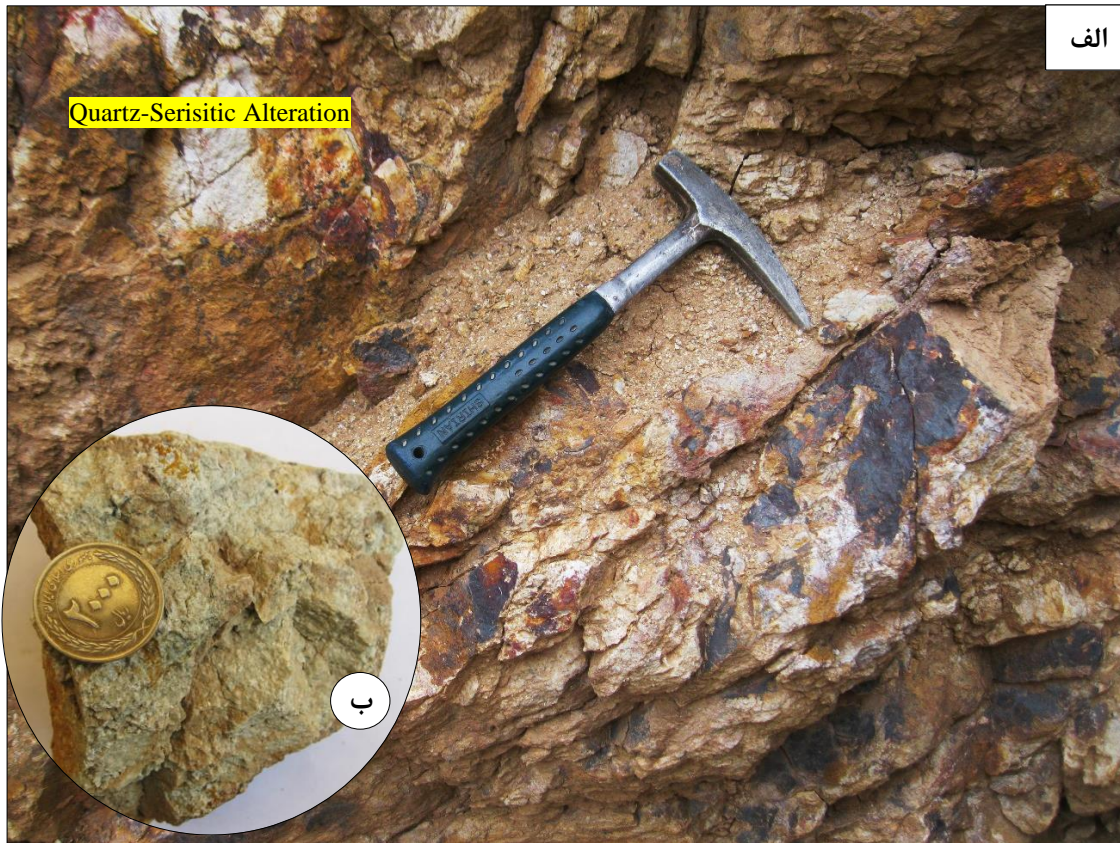
شکل ۴-۱۳- یک نمایی شماتیک از کانسار ورندان همراه با موقعیت (SH-1, 2, 3, 4) زیرافق‌های معدنی و دگرسانی‌های در مرکز تاقدیس، توالی چینهای واحدها نقشه در شکل ۳-۲ ب نمایش داده شده است.



شکل ۴-۱۴- نمایی از دگرسانی کلریتی و کوارتز-سرسیتی در کانسار ورندان. این دگرسانی‌ها توسط ریز گسل‌های بعدی جابجا شده‌اند.



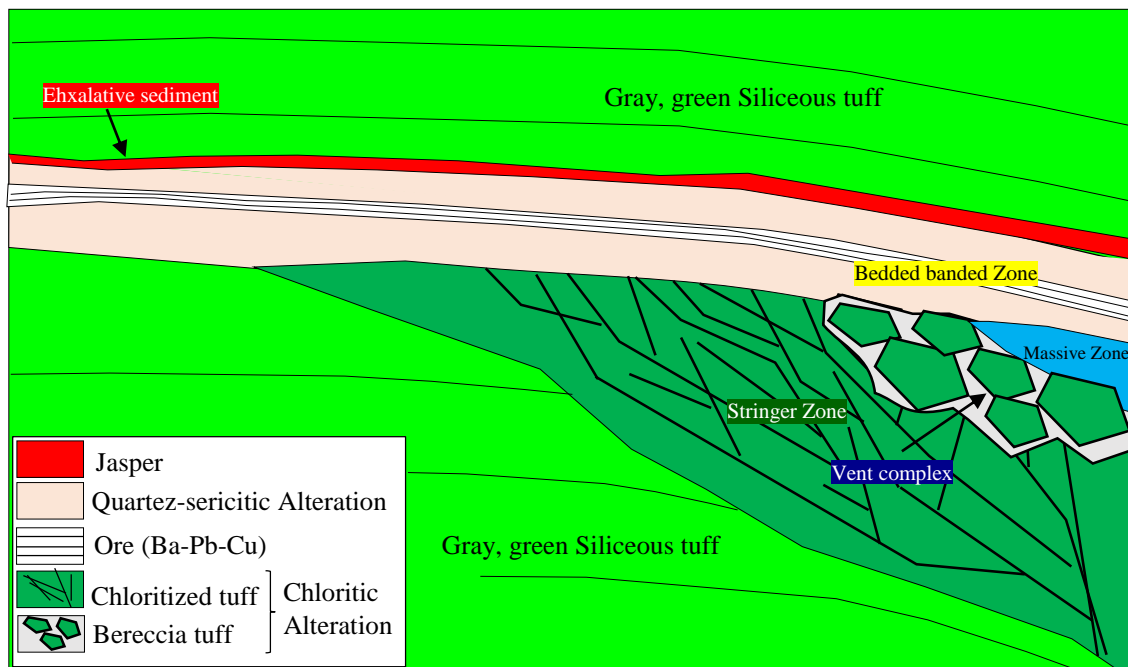
شکل ۴-۱۵-الف) نمائی از دگرسانی کلریتی در کانسار ورندان که در توف‌های کمرپایین زیرافق‌ها قرار دارند. ب) نمونه دستی از سنگ‌های کمر پایین. ج و د) تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های کمر پایین و انواع کلریت‌ها.



شکل ۴-۱۶- الف- نمایی از گسترش دگرسانی کوارتز- سرسیتی واقع در مرز رخساره استرینگر و رخساره چینه‌سان
 ب- تصویر نمونه دستی از سنگ دارای دگرسانی کوارتز- سرسیتی (سفید کرمی). ج و د) تصویر میکروسکوپی از سنگ
 دارای دگرسانی کوارتز- سرسیتی.

۳-۴-۴- پهنه‌بندی دگرسانی

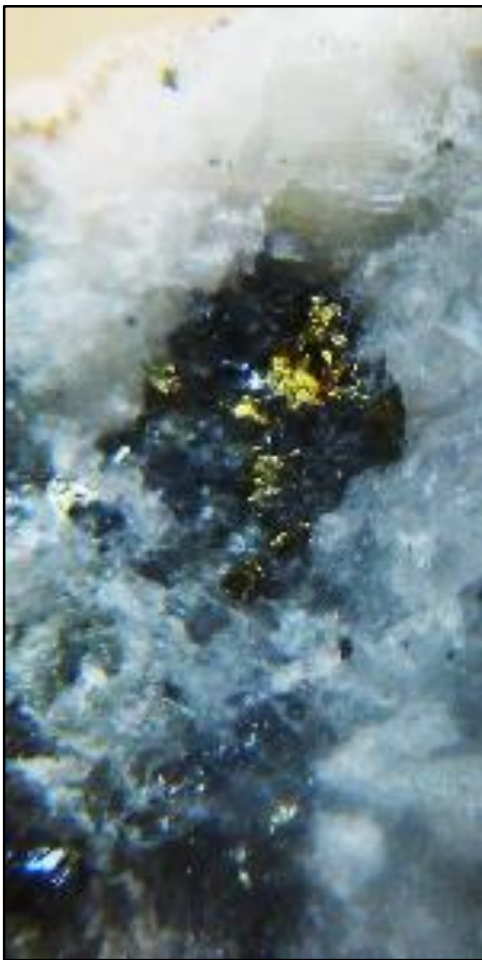
پهنه‌بندی دگرسانی‌ها در ۴ زیرافق معدنی کانسار ورندان تقریباً شبیه به هم هستند بطوری که در شکل ۴-۱۷ همراه با رخساره‌های مختلف مشخص گردیده است. که در زیر یک مدل شماتیک رسم گردیده است، در این مدل دگرسانی کلریتی همراه با رخساره‌های استرینگر و برشی در کمربند زیر افق‌های معدنی وجود دارد و دگرسانی کوارتز-سرسیتی در اطراف زیرافق‌های معدنی و به همراه باریت قرار گرفته است (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷- مدل شماتیک از زیرافق اول کانه‌زائی که در آن رخساره‌های کانه‌دار رگه-رگچه‌ای، مجموعه دهانه‌ای، توده‌ای، لایه‌ای-نواری مشخص است و پهنه‌های دگرسانی نیز همراه با رخساره‌های مختلف مشخص گردیده است.

فصل پنجم: مطالعات ساخت و بافت، کانی شناسی و توالی پارا

ژئیکانی ها



BARITE, GALENA AND CHALCOPYRITE IN
THE VARANDAN DEPOSIT

- مقدمه
- ساخت های اولیه
- ساخت برشی، نواری و لایه ای
- ساخت توده ای و نیمه توده ای
- ساخت رگه-رگچه ای
- بافت دانه پرکنده، جانشینی، کلوفرمی، تیزه ای و برجای مانده
- کانی های سولفیدی و سولفوسالت
- کانی های غیر سولفیدی
- کانی های باطله
- کانی های سوپرژن
- مطالعات اشعه ایکس (XRD)
- مراحل تشکیل، تکوین و توالی پارژنتیک کانه ها و کانی ها

Chapter 5: Studies, structure, texture, mineralogy and mineral paragenetic sequenc

۵-۱- مقدمه

مطالعات ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز و توالی پاراژنتیکی کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های اساسی بررسی الگوی پیدایش نهشته‌ها بخصوص در نواحی که دچار دگرشکلی شده‌اند می‌باشد. بدین منظور در منطقه معدنی مورد مطالعه، از رخساره‌های مختلف کانه‌زائی و سنگ دربرگیرنده آنها تعداد ۴۷ عدد مقطع نازک صیقلی، بررسی و مطالعه گردید. مقاطع به نحوی انتخاب گردیده تا برش عرضی کانسار را پوشش داده و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی کانسار را در بخش‌های مختلف، از قدیم به جدید شامل گردد. در مطالعات کانی‌شناسی تعداد ۶ نمونه نیز، به منظور تشخیص برخی کانی‌ها، به روش XRD مورد بررسی قرار گرفت.

کانه‌زائی در منطقه معدنی مورد مطالعه، بصورت چینه‌کران در رخساره توده‌ای، رگه-رگچه‌ای و بشکل چینه‌سان، همروند با لایه‌بندی سنگ میزبان در رخساره کانسنگ لایه‌ای رخ داده است (فصل چهارم). ماده معدنی در رخساره‌های متفاوت کانسار، بافت‌های گوناگونی را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۴)، این بافت‌ها عموماً شکل اولیه خود را حفظ کرده و شرایط محیط کانه‌زائی را منعکس می‌کنند. کانی‌های سولفیدی در کانسار ورنندان نسبتاً درشت دانه و دارای شیمی ساده هستند. در این فصل ابتدا به بررسی ساخت و بافت کانه و ارتباط آن با کانی‌های تشکیل دهنده سنگ درونگیر، کانی‌شناسی سولفیدها، سولفوسالت و کانی‌های غیر سولفیدی (اکسیدی و باطله) بررسی خواهند شد و سپس به بررسی پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌ها پرداخته می‌شود.

۵-۲- ساخت‌های اولیه

این ساخت‌ها در کانسار ورنندان شامل: ساخت برشی، ساخت لامینه‌ای و عدسی شکل، ساخت توده‌ای، نیمه توده‌ای و ساخت دانه پراکنده می‌باشد که در زیر به ترتیب مورد بررسی قرار می‌گیرند:

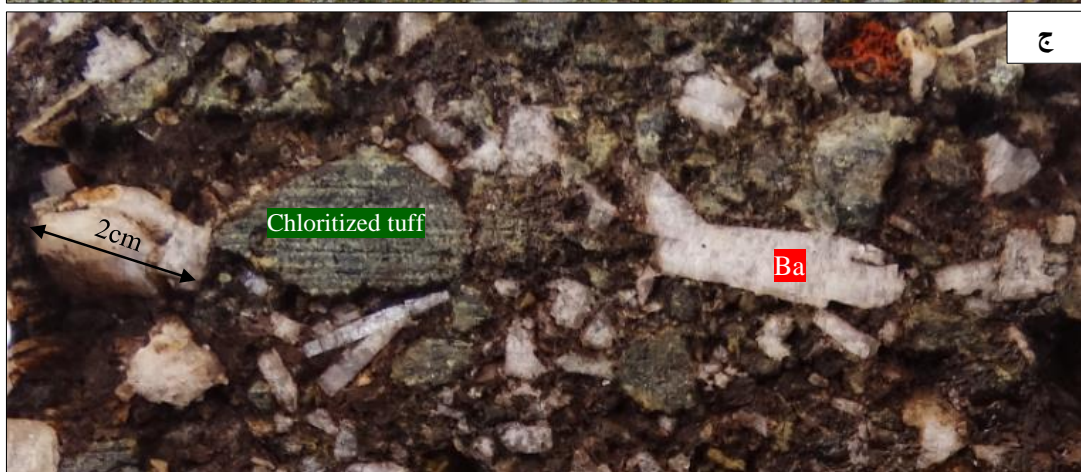
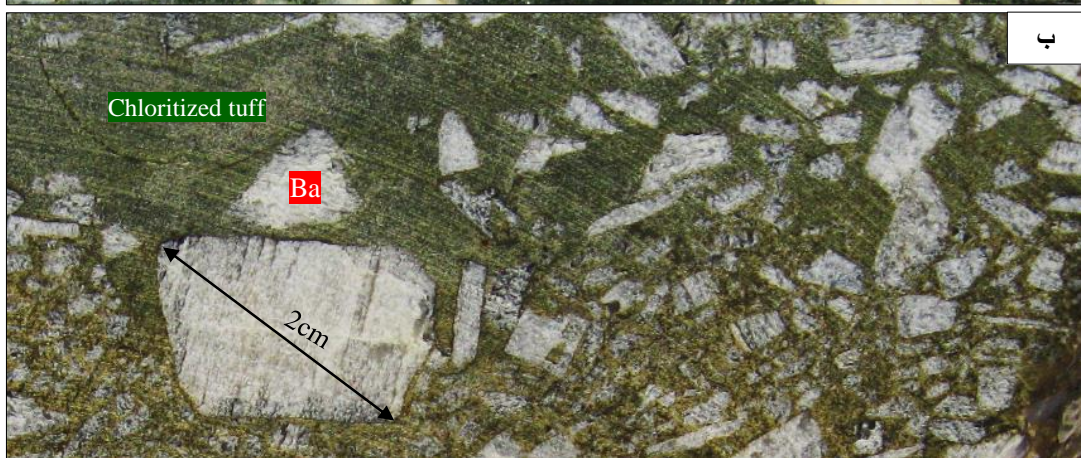
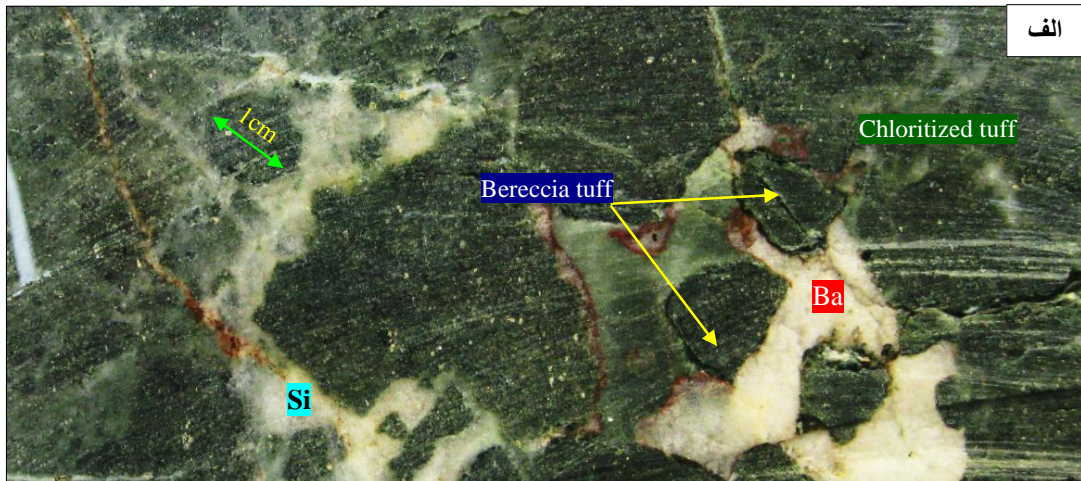
۵-۲-۱- ساخت برشی (Breccia structure)

این ساخت بطور خاص در سه رخساره رگه- رگچه‌ای و رخساره مجموعه دهانه‌ای و رخساره رسوبات برون‌دمی آهن، منگنز و سولفیدی در کانسار ورندان قابل مشاهده است. بافت برشی موجود در رخساره رگه- رگچه‌ای، در مقیاس نمونه دستی خود را بیشتر نشان می‌دهد (شکل ۵-۱-الف). در نمونه‌های برداشته شده از بخش دارای دگرسانی کلریتی از این نوع کانسنگ قطعات توف سیلیسی با رنگ سبز خاکستری، که باریت، سیلیس و فلزات پایه همراه آنها (سفید رنگ) فضای بین این قطعات را پر کرده‌اند، شکل دانه‌ها نیمه گرد شده و زاویه‌دار است. در این بخش سیال دما بالا، باعث خرد شدن و کلریتی شدن سنگ‌ها رخساره استرینگر شده است.

در رخساره مجموعه دهانه‌ای این ساخت بصورت قطعات مختلف سولفوسالت باریتی که توسط توف کلریتی شده در برگرفته و موجب پیدایش بافت برشی شده‌اند دیده می‌شود (شکل ۵-۱-ب). این ساخت در رخساره رسوبات برون‌دمی آهن، منگنز و سولفیدی بصورت قطعات باریتی و توف‌های کلریتی شده میزبان در یک خمیره از اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱-ج)، که نشانگر هوازدگی‌های بعدی و خرد شدن سنگ میزبان و ماده معدنی و ته‌نشست شدن همزمان آنها است.

۵-۲-۲- ساخت نواری و لامینه‌ای (Banded and Laminated structure)

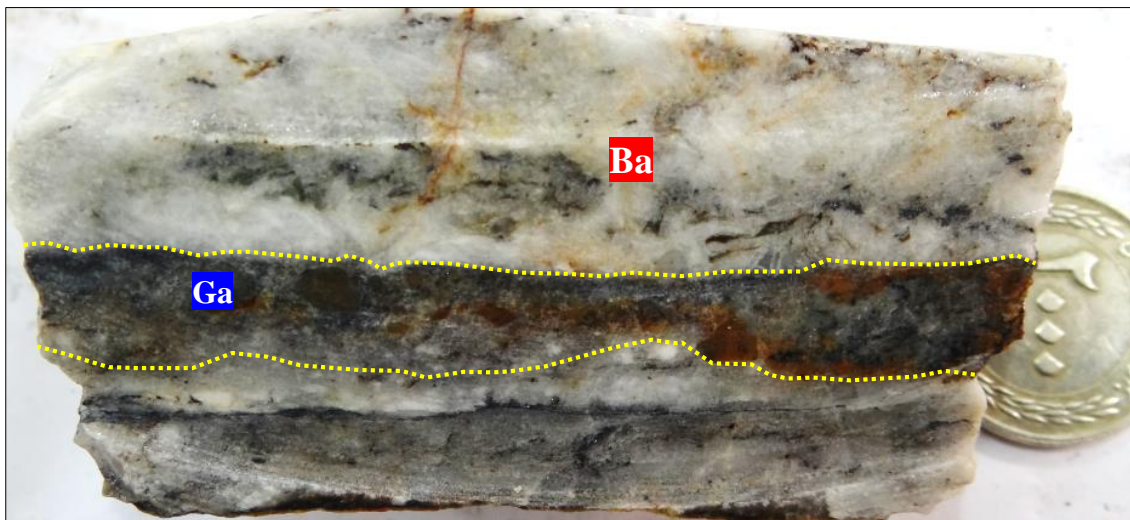
شاخص‌ترین ویژگی بافت و ساختی کانسار ورندان در رخساره چینه سان (کانسنگ لایه‌ای)، وجود لامینه‌ها و نوارهای سولفیدی موازی لایه‌بندی سنگ میزبان است که سیمایی رسوبی به این رخساره می‌دهد که در لایه‌های باریتی و داخل توف‌های میزبان قابل مشاهده است (شکل ۵-۲). نوارهای موجود در کانسنگ باریتی از تناوب نوارهای سفید رنگ باریت و نوارهای سیاه رنگ از جنس گالن تشکیل شده‌اند. لامینه‌های موجود در توف‌های میزبان در کم‌پایین ماده معدنی (استرینگر) (شکل ۵-۳ الف) به حالت دانه‌های پراکنده از قطعات باریتی (تجمع مگنتیت در اطراف آنها) (لامینه‌های نوع



شکل ۵-۱-الف- ساخت برشی رخساره استرینگر دارای قطعات خرد شده و کلریتی از جنس توف سیلیسی که توسط سیمان باریتی (Ba) و سیلیسی (Si) (فلزات پایه‌دار) احاطه شده است. ب- قطعات باریتی که توسط توف کلریتی شده احاطه شده‌اند. ج- قطعات باریتی و توف‌های سنگ میزبان در یک زمینه از کانی‌های سولفیدی، مگنتیت، منگنز و اکسیدهای آهن.

نوع (۱) (شکل ۵-۳ ب) و متناوب با لامینه‌های از جنس پیریت (لامینه‌های نوع ۲) (شکل ۵-۳ ج)، در میان لایه‌بندی سنگ‌ها توف- سیلیسی می‌باشد که ته نشست سولفیدها به صورت دانه پراکنده در

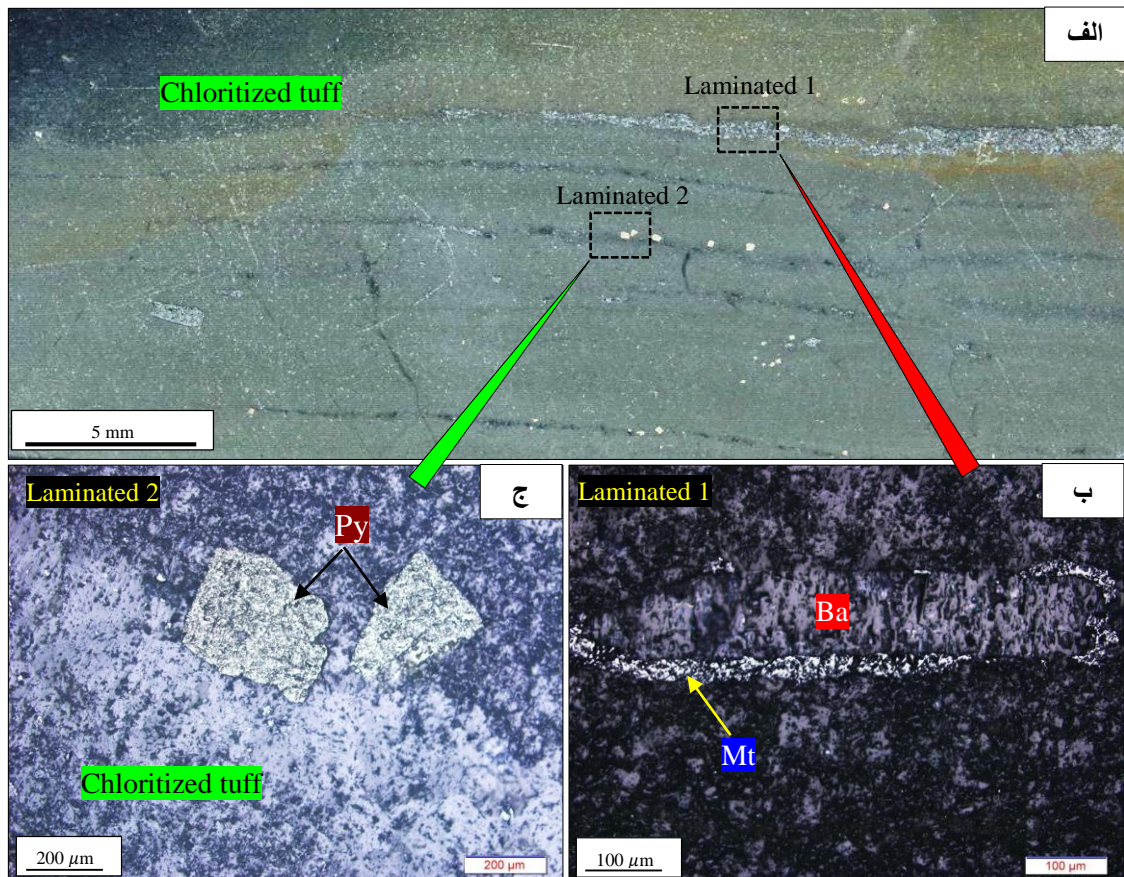
کنار هم و تشکیل لایه‌ای غنی از کانی‌های پیریت نشان از افزایش شرایط رسوبگذاری در یک محیط آرام و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی می‌باشد. و در رخساره کانسنگ لایه‌ای باریتی، ساخت لامینه می‌تواند نمایشگر مراحل مختلف ته‌نشست کانی‌های باریت و گالن از سیالی باشد که به طور متناوب شرایط فیزیکی و شیمیایی آن تغییر می‌کرده و در هر مرحله، کانی خاصی را ته‌نشست داده است. این ساخت می‌تواند بر اثر نفوذ سیال‌های کانه‌دار در مراحل مختلف نیز تشکیل شود که نشان دهنده تکوین چند مرحله‌ای کانسار می‌باشد.



شکل ۲-۵- نمایش از ساخت نواری، باریت (Ba) (سفید رنگ) با تناوب لامینه‌های تیره رنگ سولفیدی دانه درشت و ریز دانه از جنس گالن (Ga). بافت بودیناژ نیز نمایان می‌باشد

۳-۲-۵- ساخت توده‌ای (Massive structure)

این بافت در رخساره توده‌ای به شکل باریت (شکل ۴-۵-الف) و خروجی‌های آهن، منگن‌دار و سولفیدی دیده می‌شود (شکل ۴-۵-ج). در رخساره توده‌ای کانسنگ باریتی در مقیاس میکرو سکویی به میزان کمی دارای سولفید (گالن، اسفالریت و کالکوپیریت) و سولفوسالت (تتراهدریت) می‌باشد (شکل ۴-۵-ب) و خروجی‌های آهن، منگن‌دار و سولفیدی از جنس منگنز (براونیت) می‌باشد (شکل ۴-۵-د).



شکل ۵-۳-الف- لامینه‌های موجود در توف کلریتی شده میزبان کانه‌زائی در کانسار ورندان (مقطع اسکن شده). ب- لامینه‌های از جنس قطعات باریتی پراکنده کنار هم که در اطراف آن مگنتیت تجمع پیدا کرده است. ج- بافت لامینه‌ای از دانه‌های پراکنده از جنس پیریت، مارکاسیت. این لامینه‌ها بصورت متناوب تشکیل شده است.

۵-۲-۴- ساخت و بافت نیمه توده‌ای (Semi-massive structure and texture)

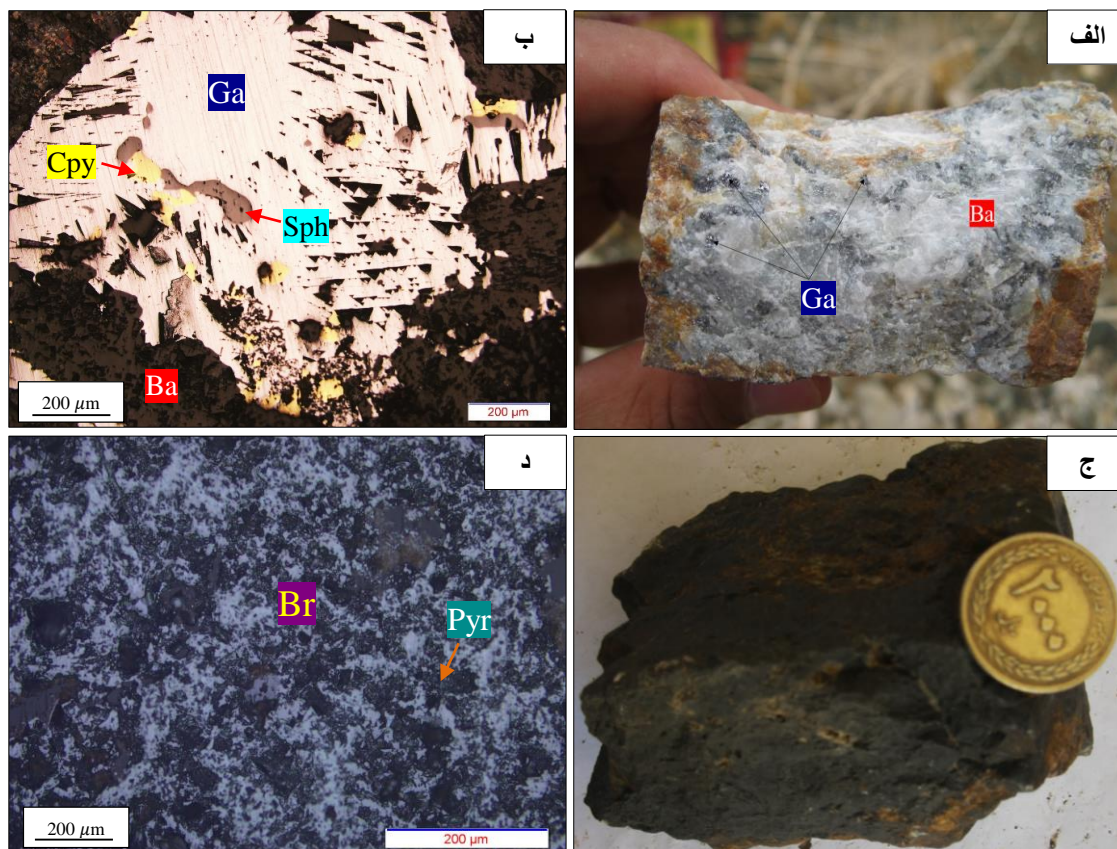
این ساخت در کانسنگ باریتی در کانسار ورندان مشاهده می‌شود، گالن مهم‌ترین کانی سولفیدی تشکیل دهنده این بافت می‌باشد که بصورت نیمه توده‌ای و پرچ پرچ در نمونه‌های دستی باریتی وجود دارد (شکل ۵-۵).

۵-۲-۵- ساخت رگه- رگچه‌ای (veins-veinlets structure)

این ساخت عمدتاً در رخساره رگه- رگچه‌ای در توف‌های سبز کمر پایین دیده می‌شود که در آن رگه- رگچه‌های سیلیسی و باریتی سنگ‌های میزبان را در جهات مختلف قطع کرده است (شکل ۵-۶ الف، ب). که به دو صورت رگه- رگچه‌های بدون سولفید و رگه- رگچه‌های سولفیددار به همراه مگنتیت

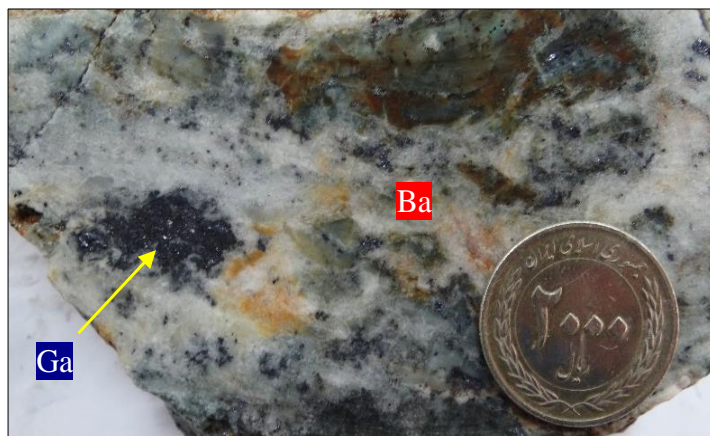
تشکیل شده است (شکل ۵-۶). در کانسنگ رگه- رگچه‌ای، سیمای غالب سولفیدها بصورت قطع کننده

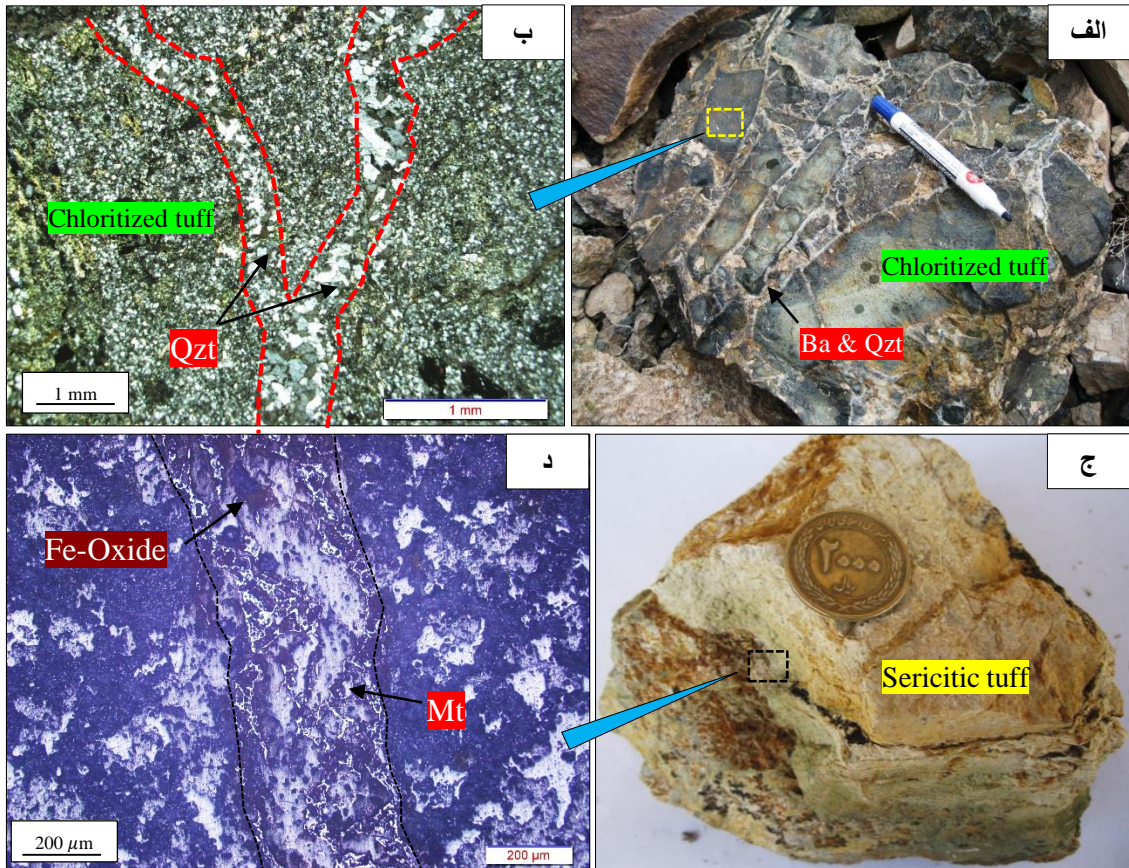
لامینه‌ها و لایه‌بندی سنگ میزبان می‌باشد (شکل ۵-۶ ج، د).



شکل ۵-۴- نمونه‌های دستی از ساخت توده‌ای، الف- باریت بصورت توده‌ای به همراه سولفیدها و سولفوسالت‌ها در زیرافق اول کانه‌زائی در کانسار ورندان. ب- مقیاس میکروسکوپی از سولفیدهای رخساره توده‌ای گالن در مناطق کم فشار به همراه اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy)، ج - نمونه دستی از بافت توده‌ای از خروجی‌های آهن، منگنزدار و سولفیدی کانسار ورندان. د- مقیاس میکروسکوپی از این نمونه و وجود میزان زیادی کانی براونیت (Br) و پیرولوزیت (Pyr).

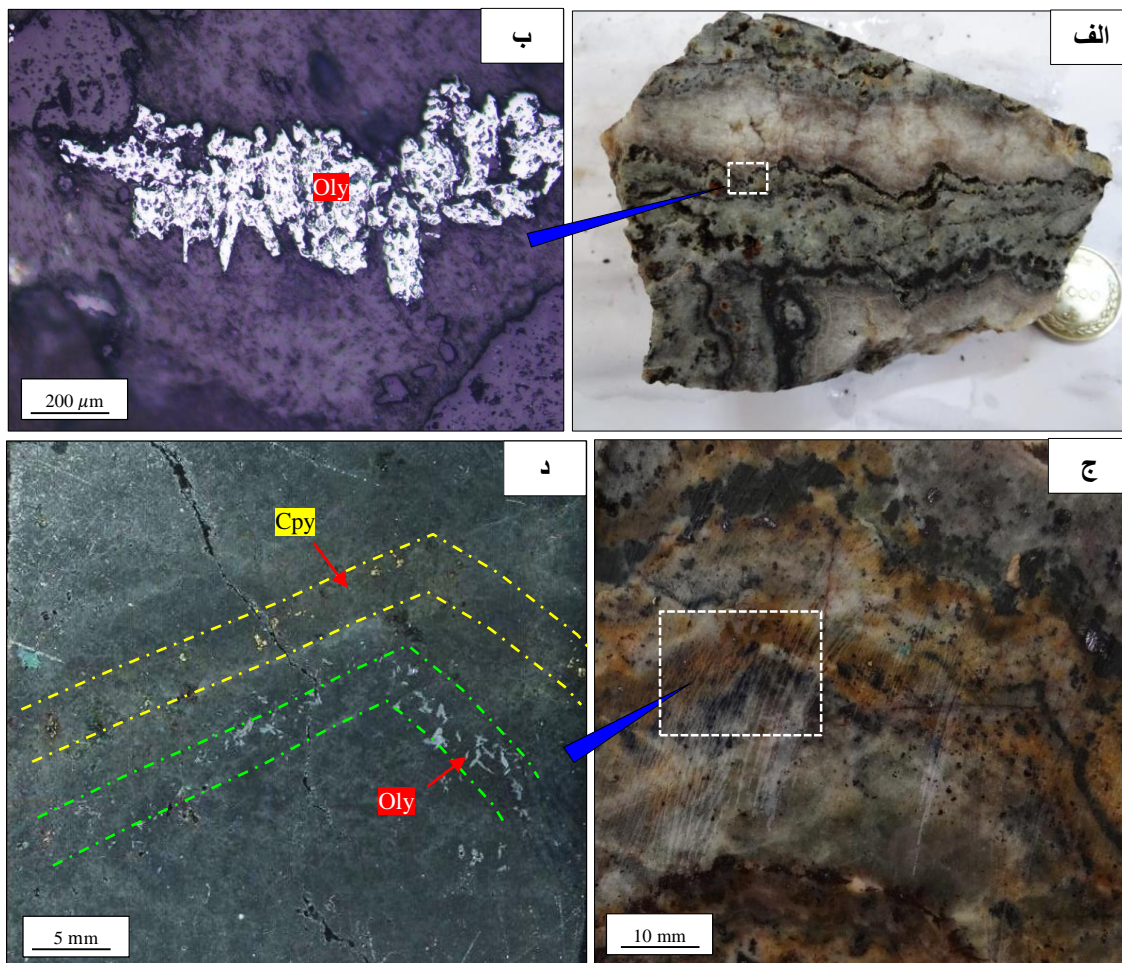
شکل ۵-۵- نمونه دستی از ساخت نیمه توده‌ای. باریت به همراه سولفیدها از جمله گالن، در زیرافق اول کانه‌زائی در کانسار ورندان.





شکل ۵-۶- ساخت رگه- رگچه‌های باریتی (Ba) و کوارتزی (Qzt) بدون سولفید در رخساره استرینگر. ب- رگه کوارتزی (Qzt) در زیر میکروسکوپ، ج- ساخت رگه- رگچه‌ای سولفیددار در رخساره استرینگر، د- رگچه مگنتیتی (Mt) و اکسیدهای آهن همراه که نمونه دگرسانی کوارتز- سرسیتی را شکافته‌اند.

همچنین ساخت‌های لامینه‌ای که دچار چین خوردگی شدید شده‌اند در رخساره رگه- رگچه‌ای در کمر پایین ماده معدنی بصورت رگه- رگچه‌ای و چین خورده در آمده‌اند دو نوع می‌باشند ۱- تناوب هماتیت اولیه (الیژیست) و باریت (شکل ۵- ۷ الف، ب)، ۲- تناوب لامینه‌های کالکوپیریتی و هماتیت اولیه که دچار چین خوردگی شده‌اند (شکل ۵- ۷ ج، د).



شکل ۵-۷- الف- نمونه‌ای از یک باریت و توف کلریتی در رخساره استرینگر، ب- لامینه‌های از جنس هماتیت‌های اولیه (Oly) موجود در این نمونه، ج- یک نمونه باریتی- سیلیسی چین خورده دارای بافت لامینه‌ای متناوب از جنس کالکوپیریت (Cpy) در رخساره استرینگر، د- مقطع اسکن شده و تناوب لامینه‌های چین خورده کالکوپیریتی و الیژیستی.

۵-۲-۶- بافت دانه پراکنده (Disseminated texture)

بافت دانه پراکنده در بخش‌هایی از کانسنگ لایه‌ای و کم‌پایین ماده معدنی که فراوانی سولفیدها کم است، قابل مشاهده است. پیریت بصورت دانه پراکنده و خودشکل در بین لامینه‌های سولفیدی تشکیل گردیده است (شکل ۵-۳). تراکم بالای سولفیدهای دانه پراکنده غالباً در بخش‌های نزدیک به رخساره کانسنگ توده‌ای دیده می‌شوند. همچنین در این بخش‌ها اندازه دانه‌ها بزرگتر است. این بافت نشان دهنده، نه‌شت اولیه ماده معدنی در حین تشکیل سنگ در برگیرنده و همراه با سایر ذرات تشکیل

دهنده آن است. کالکوپیریت بصورت بافت دانه پراکنده در کمربایین زیرافق‌های معدنی در رخساره مجموعه‌های دهانه‌ای (قطعات سنگ میزبان در باریت و سیلیس بصورت بافت برشی) کانسار ورندان مشاهده می‌گردد (شکل ۵-۸).

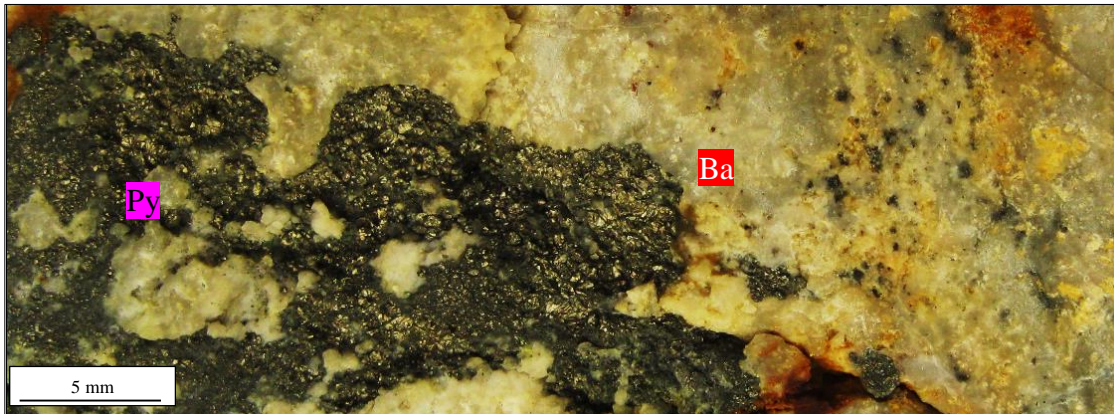


شکل ۵-۸- نمائی از ساخت دانه پراکنده، کالکوپیریت بصورت دانه پراکنده در کمربایین زیرافق چهارم به همراه قطعات سنگ میزبان در باریت و سیلیس (بافت برشی)

۵-۲-۷- بافت جانشینی (Replacement texture)

بافت جانشینی از جمله ساخت‌های شاخص در رخساره کانسنگ لایه‌ای-نواری، رخساره کانسنگ رگه-رگچه‌ای و رخساره مجموعه دهانه‌ای کانسار باریت ورندان می‌باشد. جانشینی پیریت توده‌ای بجای باریت در رخساره مجموعه دهانه‌ای (شکل ۵-۹) و جانشینی اسفالریت توسط کالکوپیریت نسل دو (Cpy2) در رخساره رگه-رگچه‌ای کانسار ورندان عمومیت دارد (شکل ۵-۱۳ج).

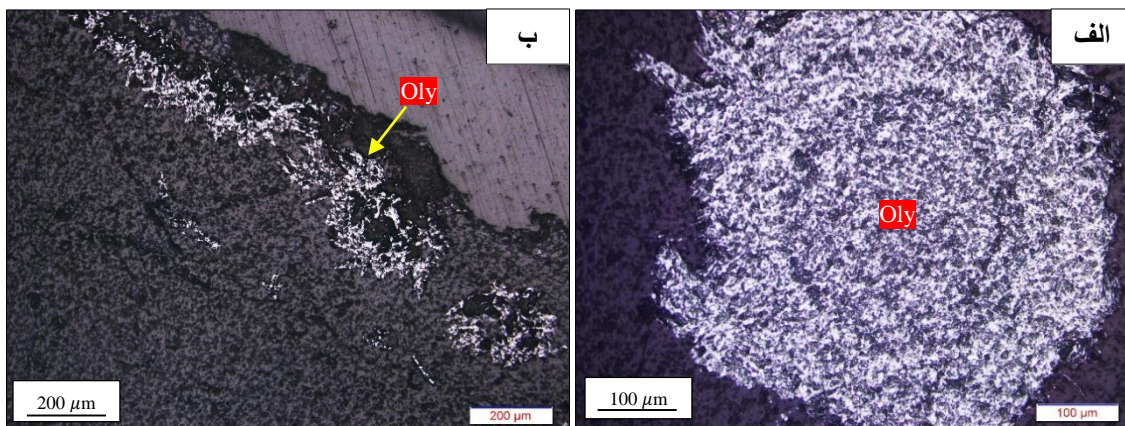
وجود ساخت جانشینی در رخساره‌های معدنی ورندان قابل مقایسه با جانشینی سولفیدی در رخساره توده‌ای کانسارهای بوانات و چاه‌گز در زون سنندج-سیرجان می‌باشد (مو سیوند و همکاران، ۱۳۸۴، مو سیوند و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین جانشینی گالن توسط کالکوپیریت نسل دو و تتراهدریت، در رخساره رگه-رگچه‌ای ورندان نیز قابل مشاهده است (شکل ۵-۱۳ب).



شکل ۵-۹- جانیشینی پیریت بجای باریت با حاشیه مضرسی در رخساره مجموعه دهانه‌ای در زیرافق اول کانه‌زائی

۵-۲-۸- بافت کلوفرمی و تیغه‌ای (Colloform and blade texture)

این بافت در کمر پایین زیرافق‌های کانسار ورندان مشاهده می‌شود که بیشتر جنس آن از کانی هماتیت اولیه (الیژیست) می‌باشد (شکل ۵-۱۰). بافت کلوفرمی نشان دهنده مخلوط شدن محلول هیدروترمالی با آب‌های سرد است.



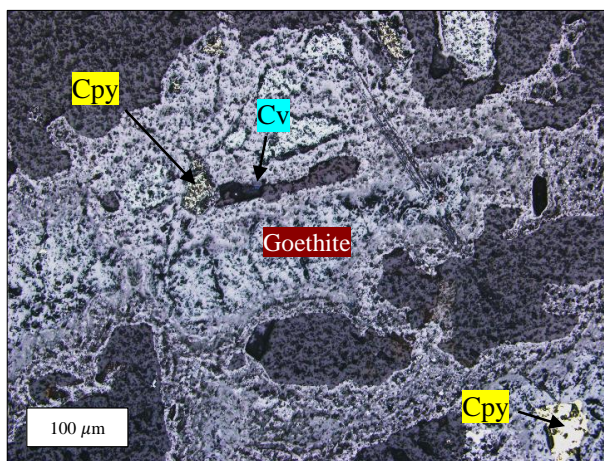
شکل ۵-۱۰- الف- نمائی از بافت کلوفرمی از هماتیت اولیه یا الیژیست (Oly)، ب- بافت تیغه‌ای از جنس هماتیت اولیه (Oly) در کانسار ورندان.

۵-۲-۹- بافت باقی‌مانده (Relict texture)

بافت باقی‌مانده بر اثر جان‌شینی کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت توسط کوولیت و کالکو سیت از حاشیه بلور به سمت مرکز آن تشکیل می‌گردد. در بعضی موارد، تنها بخش‌هایی از بلور کالکوپیریت

اولیه، باقیمانده و بخش اعظم آن به کوولیت و گوتیت تبدیل شده و در نتیجه بافت برجای مانده ایجاد گردیده است (شکل ۵-۱۱).

شکل ۵-۱۱- بافت برجای مانده از کانی کالکوپیریت که در اثر تبدیل این کانی به گوتیت و کوولیت ایجاد شده است.



۵-۳- کانی‌شناسی در زیرافق‌های کانهدار کانسار ورندان

کانی‌شناسی در کانسار ورندان شامل کانی‌های سولفیدی، غیر سولفیدی + اکسیدی، باطله و سوپرژن هستند که در ادامه بترتیب مورد بررسی قرار می‌گیرند.

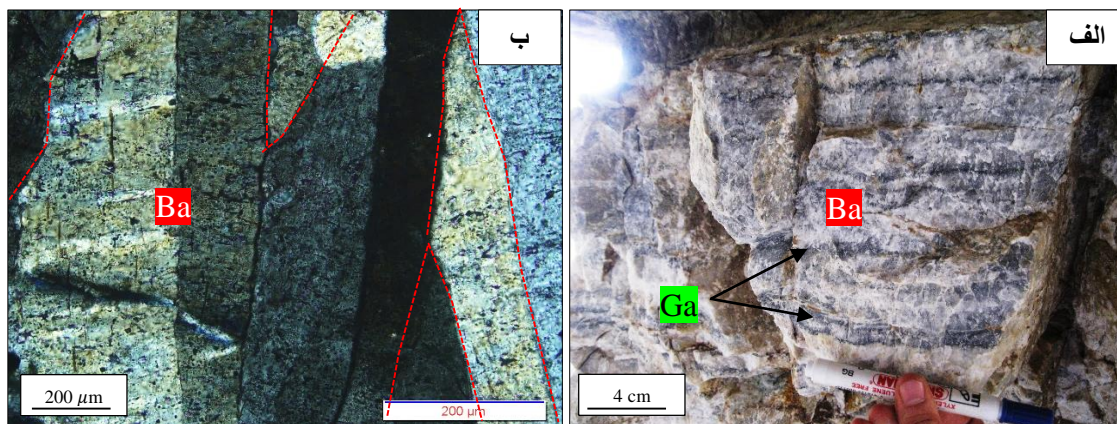
۵-۳-۱- کانی‌های سولفاتی، سولفیدی و سولفوسالت

کانی سولفاتی و اصلی کانسار ورندان سولفات باریم (باریت) می‌باشد و کانی‌های سولفیدی موجود در کانسار شامل گالن، کالکوپیریت، اسفالریت، پیریت و به میزان زیاد کانیه سولفوسالت تتراهدریت می‌باشد که در ادامه به تفصیل آورده شده‌اند:

۵-۳-۱-۱- باریت (Ba)

رخساره لایه‌ای- نواری زیرافق اول و دوم در کانسار ورندان حدود ۹۰ درصد باریت دارد اما زیرافق سوم میزان باریت به سیلیس کمتر است (شکل ۵-۱۲ الف، ب). باریت در رخساره توده‌ای به همراه پیریت یافت می‌شود. این کانی به شکل چند ضلعی، تیغه‌ای، حرارت دیده، تبلور یافته و بافت گرانوبلاستیک

رخ می دهد. کانی های سولفیدی که باریت را همراهی می کند گالن، کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، کوپریت اسفالریت، تتراهدريت و مگنتیت می باشند.



شکل ۵-۱۲- الف- نمونه دستی (لامینه های متناوب گالن و باریت) و ب- مقیاس میکروسکوپی کانی باریت (به زاویه گوشه های تیغه های باریت توجه شود). در نور عبوری و بزرگنمایی ۲۰۰ میکرومتر.

۵-۳-۱-۲- گالن (Ga)

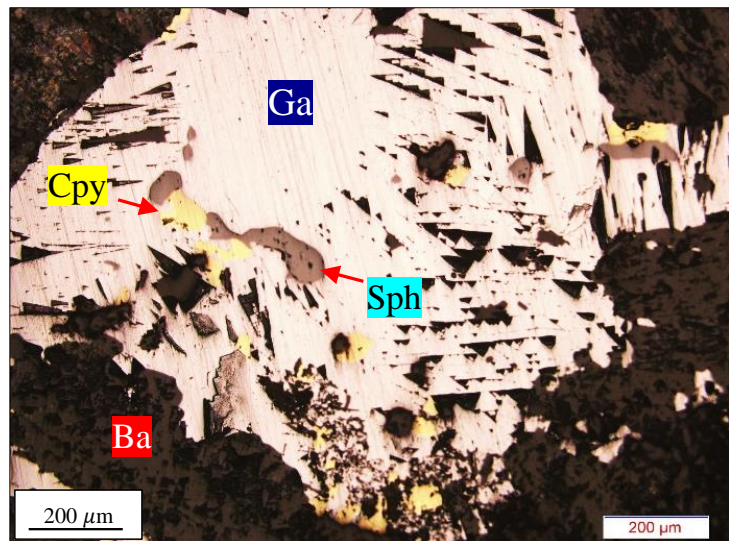
گالن مهمترین و فراوانترین کانی سولفیدی و اقتصادی موجود در رخساره لایه ای- نواری در کانسار ورندان می باشد. که بصورت نوارهای متناوب تیره رنگ همراه با نوارهای روشن باریت دیده می شود (شکل ۵-۲)، و به صورت محلی به عنوان اجزاء در پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت وجود دارد، گالن به راحتی دچار تحرک مجدد می شود و بنابراین معمولاً شکستگی ها و اتصالات سه گانه بین مواد معدنی دانه درشت، در مناطق کم فشار را پر می کند (شکل ۵-۲)، (شکل ۵-۴ الف، ب) و (شکل ۵-۵) (شکل ۵-۱۳).

۵-۳-۱-۳- کالکوپیریت (Cpy)

کالکوپیریت نیز به میزان کم در رخساره های مختلف کانسار ورندان بصورت نیمه توده ای وجود دارد. همچنین کالکوپیریت های ریزدانه و دانه پراکنده عموماً در رخساره کانسنگ لایه ای و در فاز رگه های استرینگر زون همراه با پیریت در میان تیغه های کانی روتیل آزاد شده در رخ های کانی سنگ ساز اولیه

دیده می شوند (شکل ۵-۱۴ الف) کالکوپیریت‌ها به صورت هم رشدی با کوارتز (Qtz2)، گالن، باریت و مگنتیت دیده می شوند، هم‌رشدی کالکوپیریت با گالن و باریت نشان دهنده دمای بالای تشکیل کانسار در رخساره کانسنگ توده‌ای و پهنه لایه‌ای- نواری است (Galley et al., 2007). همچنین کالکوپیریت‌های نسل دوم با جانشین شدن در گالن بافت مضرسی ایجاد کرده‌اند (شکل ۵-۱۴ ب) و اجزاء از کالکوپیریت معمولاً در اسفالریت در طی پالایش پهنه‌ای ایجاد شده است که بصورت بافت اکسولوشن حاضر هستند (شکل ۵-۱۴ ج) و نشانه تبلور در دمای بالا می باشد. این کانی در اطراف به کانی‌های کالکوسیت، کولیت و دیژنیت و گوتیت تبدیل شده است (شکل ۵-۱۴ د).

شکل ۵-۱۳- گالن (Ga) در مناطق کم فشار به همراه اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy). در زیرافق چهارم کانسار ورندان.

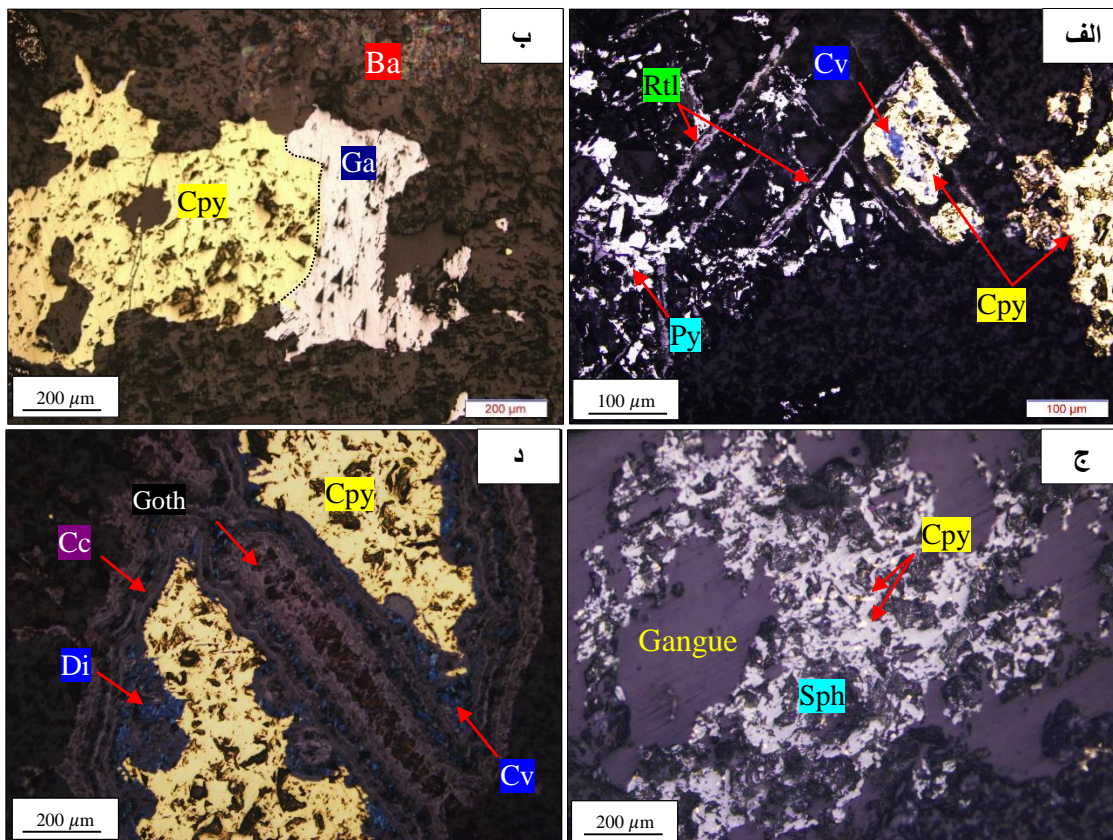


۵-۳-۱-۴- پیریت (Py)

پیریت یکی دیگر از کانی‌های سولفیدی موجود در رخساره‌های مختلف کانسار ورندان می باشد. این کانی به صورت سه نسل مختلف دیده می شود. نسل اول شامل پیریت‌های ریزدانه و ژل مانند با بافت کلوئیدال و فرامبوئیدال^۱ است (Py 1)، این نوع پیریت‌ها مربوط به مرحله اول کانه‌زائی هستند (شکل ۵-۱۵ الف)، پیریت‌های نسل دوم نیمه شکل تا شکل دار (Py 2) است که عموماً در رخساره کانسنگ

۱ - Colloidal and Framboidal texture

لایه‌ای و رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود، گاهی بصورت خرد شده و پرشدگی شکستگی‌ها با کالکوپیریت نسل دوم دیده می‌شود (شکل ۵-۱۵، ب، ج). نسل سوم پیریت (py3) با بافت توده‌ای در رخساره چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و مجموعه دهانه‌ای) قابل مشاهده است، این نسل از پیریت‌ها همراه باریت و بصورت پیریت توده‌ای دیده می‌شوند (شکل ۵-۱۵، د، و).



شکل ۵-۱۴ الف- همراهی کالکوپیریت (Cpy) و پیریت (Py) در میان تیغه‌های کانی روتیل (Rtl). ب- مرز مضرسی کالکوپیریت (Cpy) که جانشین گالن (Ga) شده است. ج- جانیشینی کانی کالکوپیریت به جای اسفالریت (Sph) (بافت اکسولوشن یا مریضی کالکوپیریتی) د- کالکوپیریت در اطراف به کانی کالکوسیت (Cc) گوتیت (Goth) و کولین (Cv) و دیژنیت (Di) تبدیل شده است.

در مجموع پیریت در محدوده معدنی ورنندان دارای بافت‌های متعددی است که عبارتند از:

۱- بافت‌های اولیه شامل بافت فرامبوئیدال (شکل ۵-۱۵ الف).

۲- بافت حاصل از تبلور مجدد شامل بافت پورفیری (شکل ۵-۱۵ ب) و الحاق سه‌گانه (شکل ۵-۱۶).

۳- بافت‌های حاصل از فرآیند دگرشکلی شکننده (کاتاکلاستیک) (شکل ۵-۱۶).

۵-۳-۱-۴-۱ - بافت فرامبوئیدال

این بافت شامل تجمع پیریت‌های ریز می‌باشد که به حالت خوشه‌ای و تمشک مانند در کنار هم قرار گرفته و تبلور مجدد پیدا کرده است که در حاشیه‌ها بخوبی دیده می‌شود، این بافت جزء بافت‌های اولیه‌ای است که از دگرشکلی در امان مانده است و تنها در بخش‌های محدودی از کانسنگ باریتی دیده می‌شود (شکل ۵-۱۵ الف).

۵-۳-۱-۴-۲ - بافت پورفیری

در محدوده معدنی ورنندان پیریت‌های ریز و درشت در اکثر موارد دچار تبلور مجدد شده و موجب تشکیل پورفیروبلاست‌های یوهدرال شده است گاهی اوقات پیریت در ماتریکس نرمی از دیگر کانی‌ها نظیر گالن و کالکوپیریت، دچار تبلور مجدد و رشد بعدی یافته است (شکل ۵-۱۵ ج). به عقیده (Cook et al. 1993) درجه ایدیومورفیزم و اندازه دانه‌های پیریت بستگی زیادی به نوع ماتریکس دارد، بطوریکه دانه‌های پیریت در یک ماتریکس نرم مانند کالکوپیریت، گالن و تترائدریت، به راحتی تبلور مجدد و رشد پیدا می‌کنند. این فنوکریست‌ها یوهدرال پیریتی اکثراً در قسمت‌هایی دیده می‌شوند که تحت تأثیر دگرشکلی کمی قرار گرفته‌اند چرا که در بخش‌های با دگرشکلی بالا پیریت‌ها اکثراً در جهت کمترین تنش رشد کرده و طویل شده‌اند، به این بافت نیز در قسمت‌های بعدی اشاره خواهد شد.

۵-۳-۱-۴-۳ - بافت الحاق سه‌گانه

بافت الحاق سه‌گانه به نظر کریگ و گان^۱ (1993) در پیریت‌های توده‌ای که کانی‌های ماتریکس در آن کم و یا وجود ندارند، بخوبی گسترش می‌یابد. این بافت در زون‌های کانه‌زائی منطقه ورنندان، بخصوص

1- Craig and Vagho

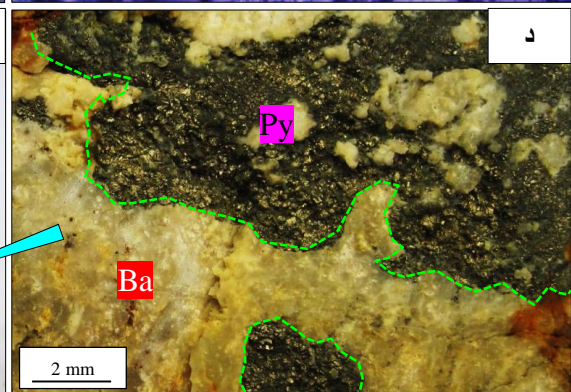
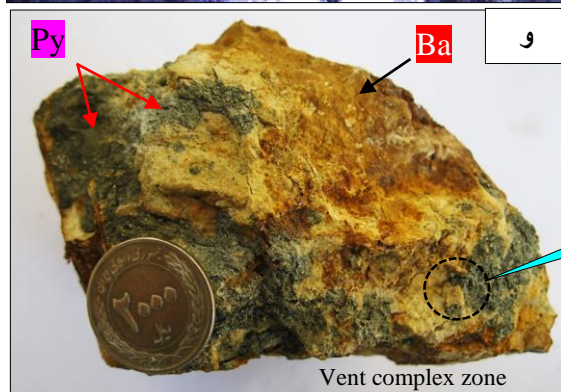
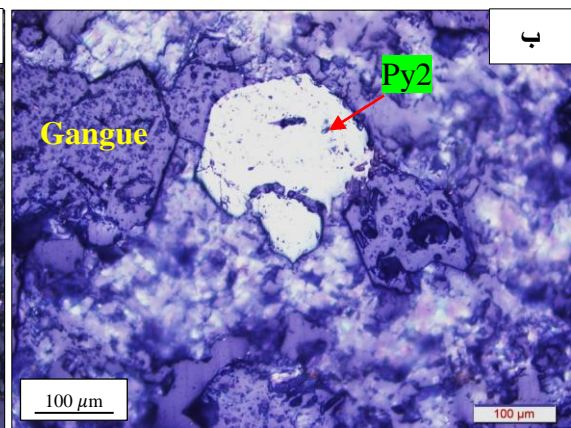
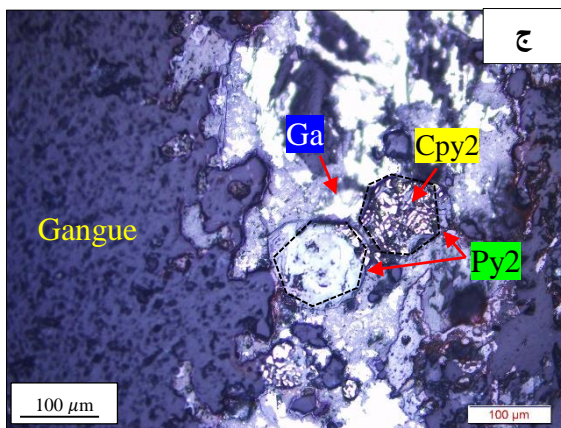
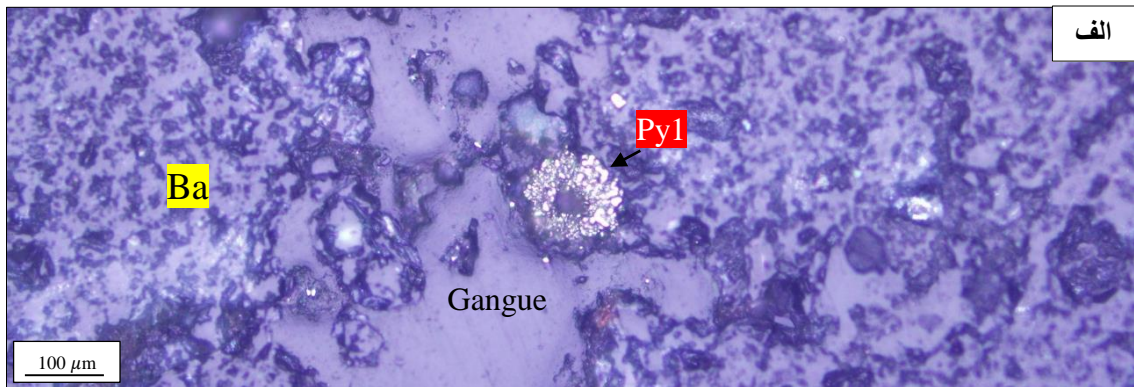
در قسمت‌هایی که پیریت بافت توده‌ای دارد بخوبی مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱۶). از نظر کریگ و گان (1993)، این بافت از خصوصیات بارز کانسارهای سولفیدی می‌باشد که سولفید بصورت اولیه وجود داشته و در اثر فرآیندهای بعدی تبلور مجدد پیدا کرده‌اند و سپس توسط هجوم سیال بعدی غنی از کالکوپیریت دچار خردشدگی پیریت‌های خودشکل شده و بافت پورفیروبلاست از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۶).

۵-۳-۱-۴-۴ - بافت کاتاکلاستیک:

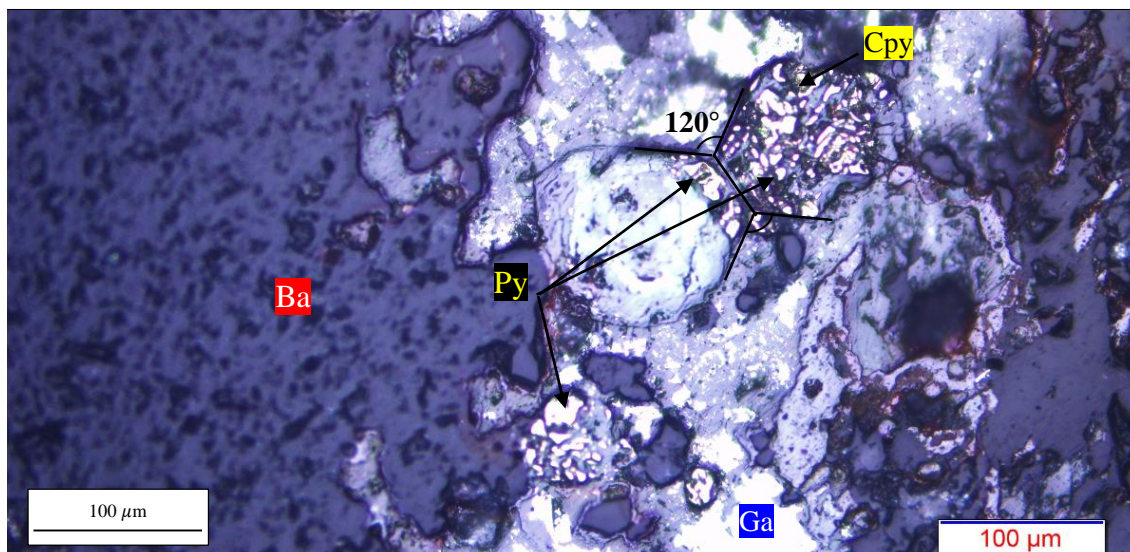
در اکثر مواقع پیریت‌های دانه درشت تحت تأثیر دگرشکلی شکننده شکسته و خرد شده و باعث ایجاد بافت کاتاکلاستیک شده است، که در پیریت‌های درشت‌دانه و همچنین در پیریت‌هایی که در اثر تبلور مجدد رشد کرده‌اند، مشاهده می‌شود. شدت خردشدگی دانه‌های پیریتی بسته به میزان تنش اعمال شده در بخش‌های مختلف متغیر می‌باشد (شکل ۵-۱۵ ج). شکستگی موجود در این پیریت‌ها اکثراً توسط کانی‌های سولفیدی و سولفوسالتی پر شده است. این بافت یکی از رایج‌ترین بافت‌های پیریت موجود در کانسارهای سولفیدی دگرشکل است (Craig and Vagho, 1993).

۵-۳-۱-۵ - اسفالریت (Sph)

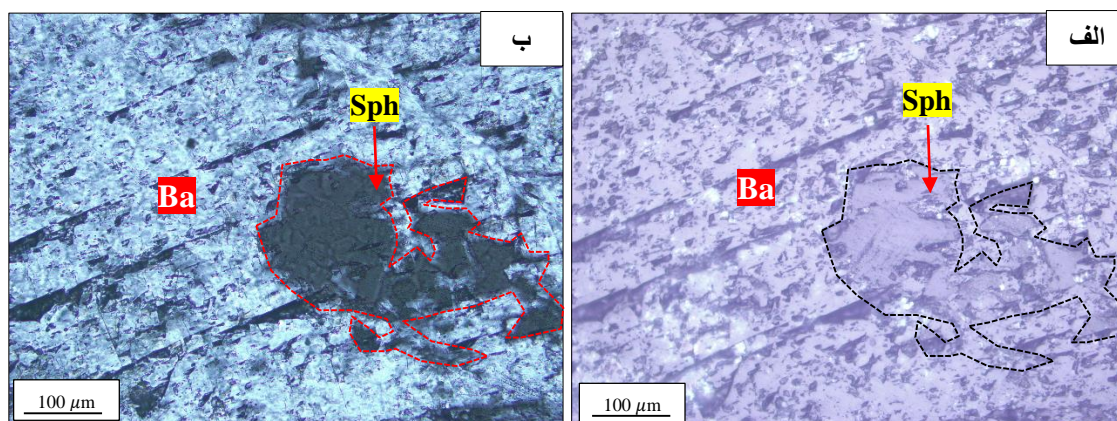
اسفالریت کانی است که فقط در رخساره لایه‌ای-نواری دیده می‌شود (شکل ۵-۱۷). مقدار این کانی سولفیدی بسیار کم است و در بیشتر موارد توسط کانی کالکوپیریت جانشین شده است. یکی از ویژگی‌های اسفالریت‌های این رخساره دارا بودن انکلوژیون‌هایی از کالکوپیریت می‌باشد (شکل ۵-۱۴ ج).



شکل ۵-۱۵-الف- پیریت‌های فرامبوئیدال (py1). ب- پیریت‌های خودشکل نسل دوم (py2) که تعدادی از آنها به دلیل تأثیر فازهای بعدی سیال توسط کانی گانگ جانشین شده‌اند ج- پیریت‌های خودشکل خردشده نسل دوم (py2) که توسط کانی کالکوپیریت (Cpy2) مورد هجوم قرار گرفته و داخل کانی پیریت خود شکل اولیه بافت برشی ایجاد کرده و گالن (Ga) در بین شکستگی‌های اتصالات سه‌گانه قرار دارد. د، و - پیریت توده‌ای نسل دوم (py2) و سوم (py3)؛ جانشین باریت در رخساره مجموعه دهانه‌ای شده است (زیرافق اول کانه‌زائی در کانسار ورندان).



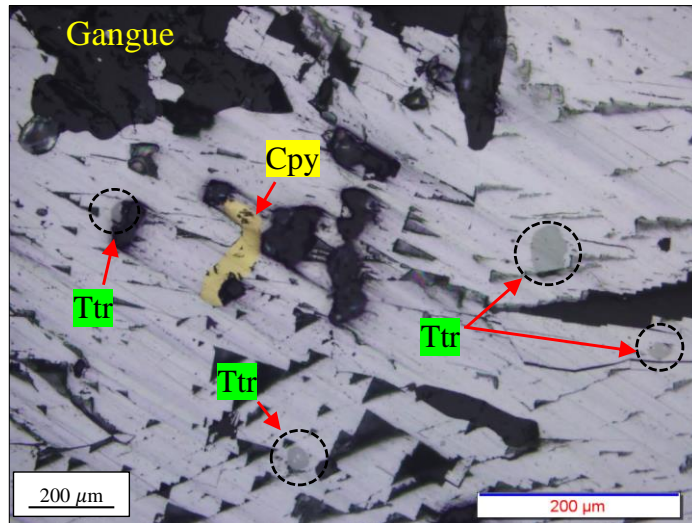
شکل ۵-۱۶- بافت الحاق سه‌گانه، پیریت در زون سیلیسی سولفیددار که در اثر تبلور مجدد حاصل شده است و سپس توسط هجوم سیال بعدی غنی از کالکوپیریت دچار جانشینی شده است



شکل ۵-۱۷- کانی اسفالریت (Sph) در رخساره لایه‌ای- نواری (کانسنگ باریتی)، الف- نور بازتابی ، ب- نور عبوری

۵-۳-۱-۶- تتراهدريت (Ttr)

تتراهدريت بصورت دانه‌های ریز همراه گالن و کالکوپیریت در رخساره لایه‌ای- نواری دیده می‌شود. مقدار این کانی سولفوسالتی بسیار کم است (شکل ۵-۱۸). برای منبع نقره در کانسار ورندان تتراهدريت به دليل فراوانی خیلی کم، دارای اهمیت پایینی می‌باشد و نقره در زیرافق سوم کانسار و همراه با سیلیس عیار بالایی از خود نشان داده است.



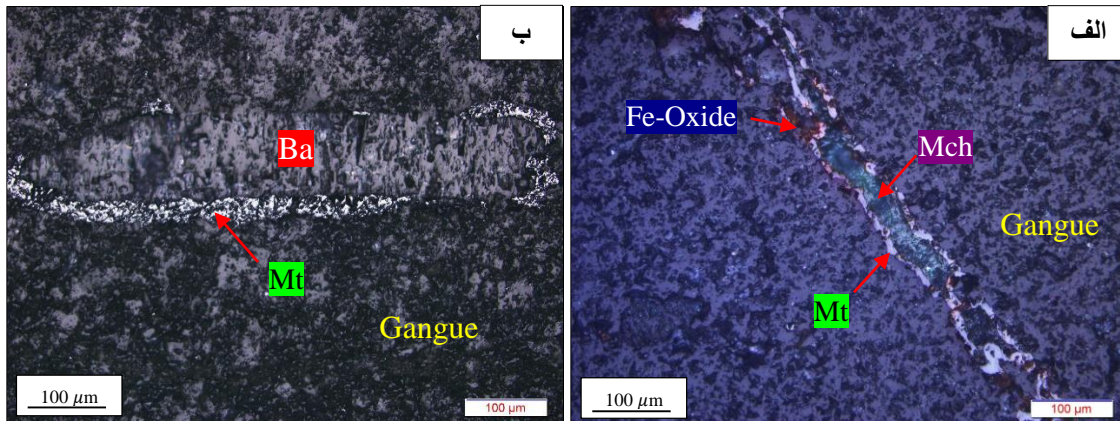
شکل ۵-۱۸- کانی تتراهدريت (Tur) در زيرافق اول معدنی در کانسار ورندان

۵-۳-۲- بافت و ساخت کانی‌های غیرسولفیدی در کانسار ورندان

کانی‌های غیر سولفیدی موجود در کانسار ورندان شامل مگنتیت، هماتیت اولیه (الیژیت)، هماتیت ثانویه، گوتیت، مالاکیت و روتیل می‌باشد.

۵-۳-۲-۱- مگنتیت (Mt)

کانی مگنتیت به صورت توده‌ای شکافه پرکن در سنگ‌های کمر پایین (پهنه استرینگر) در داخل رگچه‌ها همراه با دگرسانی کلریتی در اطراف دیده می‌شوند که بعداً بر اثر هوازدگی نیز در اطراف اکسیده شده‌اند (شکل ۵-۱۹ الف). در رخساره مجموعه دهانه‌ای بصورت ثانویه در اطراف دانه‌های باریت تجمع پیدا کرده است (شکل ۵-۱۹ ب). اطراف کانی‌های مگنتیت دچار دگرسانی کلریتی شده است که نشان دهنده شرایط احیایی و اکسیداسیون پایین در کمر پایین می‌باشد. ولی در نمونه مجموعه دهانه‌ای دگرسانی کلریتی در اطراف آن وجود ندارد.



شکل ۵-۱۹- الف- مگنتیت (Mt) به همراه اکسیدهای آهن در یک رگه در رخساره رگه- رگچه‌ای زیرافق سوم کانه‌زائی. ب- مگنتیت در اطراف دانه‌های باریت (Ba) در رخساره مجموعه دهانه‌ای.

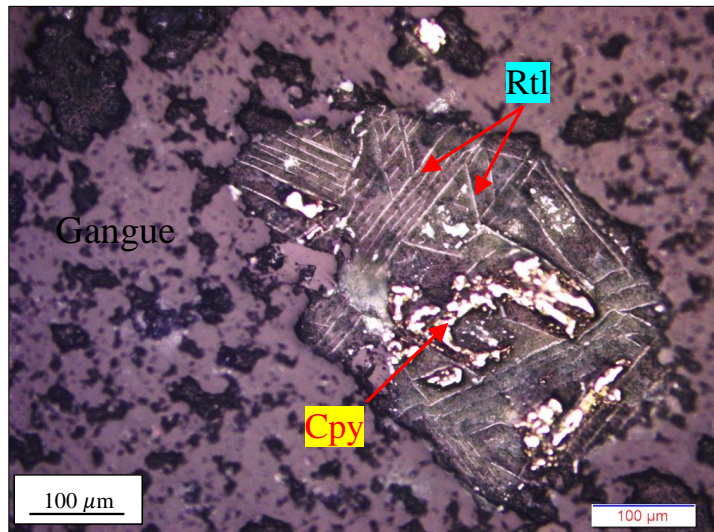
۵-۳-۲-۲- هماتیت اولیه (الیژیست) (Oly)

کانی هماتیت در کانسار ورندان به دو صورت: هماتیت اولیه (الیژیست) و هماتیت ثانویه می‌باشد. هماتیت اولیه به دو شکل تیغه‌ای و تیغه‌های با تجمع شعاعی در رخساره رگه- رگچه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۵-۱۰ الف، ب) و هماتیت ثانویه در قسمت مربوط به کانی‌های سوپرژن مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۵-۲۳ ج).

۵-۳-۲-۳- روتیل (Rtl)

روتیل در زون‌های کانه‌زائی منطقه ورنندان از لحاظ فراوانی بعد از باریت، گالن و پیریت توده‌ای قرار دارد. بیشترین میزان این کانی در رخساره کانسنگ رگه- رگچه‌ای می‌باشد. این کانی هم رشدی خوبی را با کالکوپیریت‌های نسل دو و پیریت‌ها در پهنه استرینگر نشان می‌دهد و از لحاظ دمایی تشکیل همراهی کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و روتیل باهم قابل توجیه است. کالکوپیریت و پیریت به صورت توده‌ای در داخل ساختمان کانی سنگ ساز اولیه بین تیغه‌های روتیل قرار دارند (شکل ۵-۱۳ الف) و (شکل ۵-۲۰).

شکل ۵-۲۰- تیغه‌های کانی روتیل (Rtl) در رخ‌ها و شکستگی‌های کانی‌های سنگ‌ساز اولیه، کانی کالکوپیریت (Cpy) در فضای داخل تیغه‌های روتیل.



۵-۳-۲-۴- مس خالص (Cu^0)

مس خالص نیز بصورت تیغه‌های پراکنده همراه بورنیت و کوپریت در رخساره لایه‌ای- نواری دیده می‌شود که در اطراف تیغه‌ها و حاشیه‌ها کالکوسیت نیز ایجاد شده است مقدار آن بسیار کم است و بصورت ثانویه ایجاد شده است (شکل ۵-۲۳ ب).

۵-۳-۲-۵- براونیت و پیرولوویت

کانی منگنزدار براونیت و پیرولوویت در نمونه‌های رخساره خروجی‌های سولفیدی آهن و منگنزدار تشخیص داده شد (شکل ۵-۴ ج، د). میزان این کانی در کانسار ورنندان پایین می‌باشد.

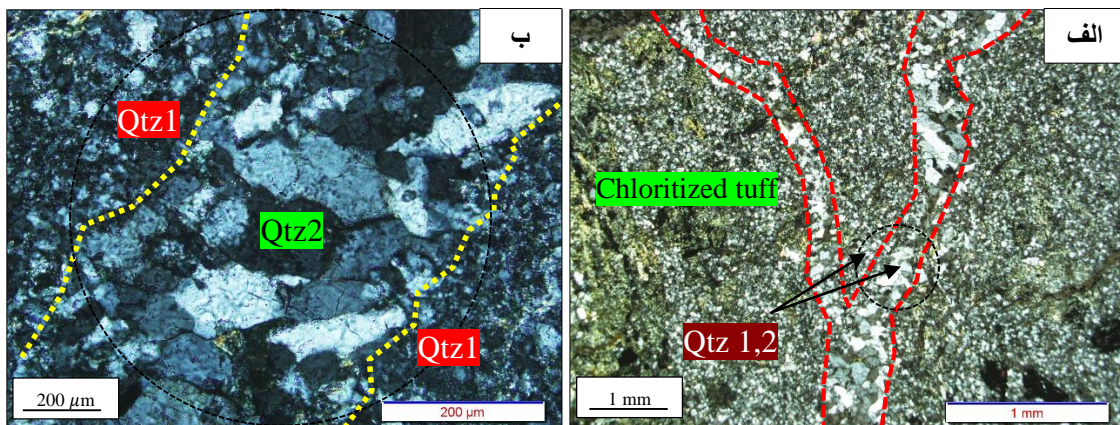
۵-۳-۳- کانی‌های باطله در کانسار ورنندان

مهمترین کانی‌های باطله مرتبط با کانی‌زائی شامل کوارتز، کلریت، سرسیت و کلسیت می‌باشند.

۵-۳-۳-۱- کوارتز (Qtz)

کوارتز یکی از مهمترین باطله‌هایی است که ماده معدنی را در کانسار ورنندان بخصوص زیرافق سوم همراهی می‌کند. به طوری که در کانسنگ باریتی زیرافق اول و دوم با عیار ۷۰ درصد باریت، مقدار آن

گاهی به بیش از ۳۰ درصد می‌رسد، حتی در زیرافق سوم حدود ۹۰ درصد بخش لایه معدنی سیلیس می‌باشد. تشکیل این کانی همزمان با فعالیت کانه‌زائی در کانسار بوده و به صورت لایه‌های با باریت بخصوص در بخش کانسنگ لایه‌ای دیده می‌شود (شکل ۵-۲۱ الف). با توجه به محیط فراگیر کانسار، وجود میزان بالای سیلیس قابل توجه است. در این کانسار، ماده معدنی در سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته و این سنگ‌ها در ترکیب خود مقادیر قابل توجهی سیلیس دارند. سیلیس علاوه بر این که در کانسار به شکل کوارتز وجود دارد، می‌تواند سازنده سایر کانی‌های سیلیکاته نیز باشد. در کانسار ورنندان دو نوع کوارتز قابل تشخیص است: کوارتزهای نوع یک (Qtz 1) مربوط به قطعات کوارتز در فضای داخل رگه‌ها در رخساره رگه-رگچه‌ای ته‌نشست یافته‌اند می‌باشد کوارتزهای نوع یک (Qtz 1) بر خلاف کوارتزهای نوع دو (Qtz 2) ریز بلور، کثیف و دارای انکلوزیون‌های فراوان می‌باشد ولی کوارتزهای نسل دو (Qtz 2) درشت‌بلور، شفاف، کریستالین و بدون ناخالصی در داخل خود هستند (شکل ۵-۲۱ ب).



شکل ۵-۲۱- نسل‌های مختلف کوارتز الف- تصویر میکروسکوپی از یک رگه کوارتزی نوع دوم (Qtz 2) که در بین کوارتزهای تخریبی نسل اول (Qtz 1) تشکیل گردیده‌اند. ب- تصویر بزرگتر از نسل‌های کوارتز

دیگر کانی‌های باطله، کلریت، سرسیت و کلسیت در فصل دگرسانی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۵-۳-۴- کانی‌های سوپرژن

آب جوی، موجب انحلال کانی‌های سولفیدی اولیه، انتقال آنها و نهایتاً تشکیل کانی‌های سولفید و اکسید ثانویه مس می‌گردند (Evans, 1997)، سیالات جوی حاوی مس به صورت محلول، ضمن حرکت در بین لایه‌های آتشفشانی- رسوبی، موجب تشکیل کانی‌های اکسیدی در بالای سطح آب‌های زیرزمینی، و کانی‌های سولفیدی در زیر آب زیر زمینی (در شرایط احیا) می‌گردند.

بر اساس اینکه کانی‌های ثانویه در بالای سطح آب زیرزمینی (شرایط اکسیدان) و یا پایین آن (شرایط احیایی) تشکیل شوند، میتوان فرایند سوپرژن را در مرحله سوپرژن سولفیدی و اکسیدی مورد بررسی قرار داد.

۵-۳-۴-۱- سوپرژن سولفیدی

طی این مرحله، کانی‌های ثانویه سولفید مس نظیر کالکوسیت ثانویه، کوولیت و دیژنیت و مالاکیت تشکیل می‌گردد.

۵-۳-۴-۱-۱- کالکوسیت (Cc)

در کانسار ورندان کالکوسیت در اطراف کالکوپیریت و بورنیت و همچنین در میان تیغه‌های از جنس مس خالص طی فرایند سوپرژن به وجود آمده‌اند (شکل ۵-۱۳) و (شکل ۵-۲۲).

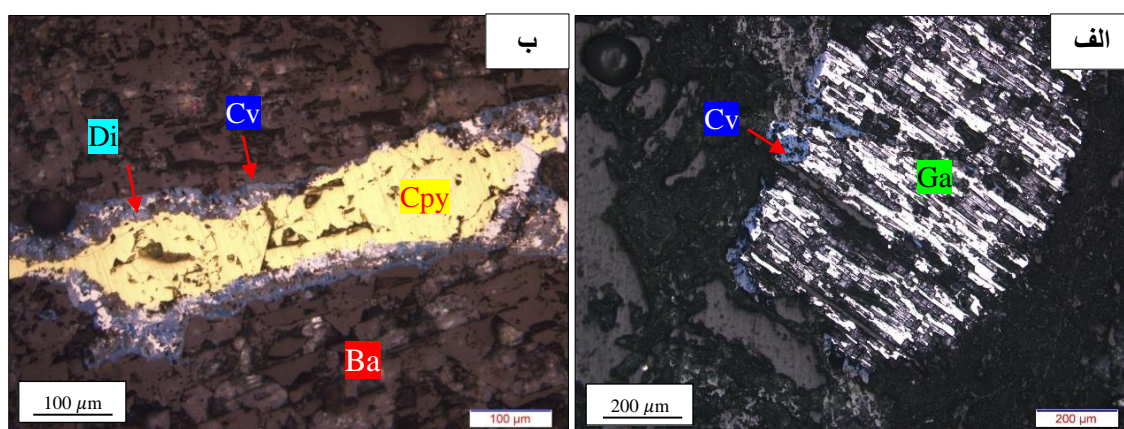
۵-۳-۴-۱-۲- کوولیت (Cv)

کوولیت در طی مراحل سوپرژن و در اثر جاننشینی در سولفیدهای مس قبلی ایجاد می‌شود. کوولیت با فرمول Cu_2S و ۶۶/۴ درصد مس، غالباً پس از تشکیل کالکوسیت و در شرایط سوپرژن تشکیل می‌شود. این کانی در رخساره رگه- رگچه‌ای و از تبدیل کانی‌های کالکوپیریت نسل دو و بورنیت تشکیل گردیده است و نسبت به کالکوسیت در بخش داخلی‌تر در کانی سولفیدی مورد هجوم هوازدگی واقع

شده است (شکل ۵-۱۳ الف، د). و در رخساره لایه‌ای- نواری در حاشیه گالن تشکیل شده است (شکل ۵-۲۲ الف).

۵-۳-۴-۱-۳- دیژنیت (Di)

این کانی همراه با کوولین در طی مراحل سوپرژن و در اثر جانشینی در سولفیدهای مس اولیه در اطراف کالکوپیریت ایجاد می‌شود (شکل ۵-۲۲ ب).



شکل ۵-۲۲- تشکیل کانی‌های سولفیدی سوپرژن در رخساره‌های کانسار ورندان الف- تشکیل کوولیت (Cv) در اطراف گالن (Ga) در زیر رخساره لایه‌ای- نواری، ماده معدنی زیرافق سوم. ب- جانشینی کوولیت و دیژنیت (Di) به جای کالکوپیریت (Cpy).

۵-۴-۱-۴-۳- بورنیت (Bor)

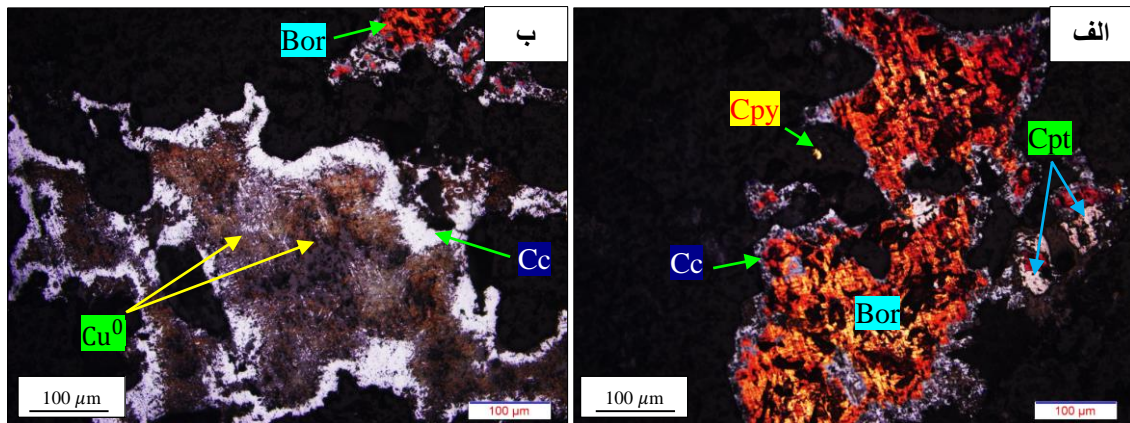
بورنیت یکی دیگر از سولفیدهای مس در کانسار ورندان است که براساس مطالعات میکروسکوپی، به صورت ثانویه و به مقدار بسیار کم و گاه به شکل اذخال در شبکه کالکوپیریت و کلکوپیریت‌های هوازده یا برعکس مشاهده می‌شود (شکل ۵-۲۳ الف، ب) که پدیده اخیر، نشان‌دهنده هم‌رشدی بورنیت با کالکوپیریت است و در حاشیه بر اثر هوازدگی به کالکوسیت تبدیل شده است (شکل ۵-۲۳ الف، ب).

۵-۳-۴-۲- سوپرژن اکسیدی

طی این فرآیند کانی‌های کربناته مس نظیر مالاکیت به همراه اکسیدها (هماتیت و...) و هیدروکسیدهای (گوتیت و...) آهن تشکیل می‌گردند. این کانی‌ها به فراوانی در مناطق سطحی کانسار ورندان مشاهده می‌گردند.

۵-۳-۴-۱- کوپریت (Cpt)

کوپریت نیز بصورت پراکنده همراه کالکوپریت و بورنیت در رخساره لایه‌ای-نواری دیده می‌شود. مقدار این کانی بسیار کم است (شکل ۵-۲۳ الف).



شکل ۵-۲۳- الف: بورنیت (Bor) که در اطراف به کالکوسیت (Cc) تبدیل شده است و کوپریت (Cpt). ب- تیغه‌های مس خالص (Cu^0) که در اطراف تیغه‌ها و حاشیه‌ها کالکوسیت نیز ایجاد شده است.

۵-۳-۴-۲- مالاکیت و آزوریت

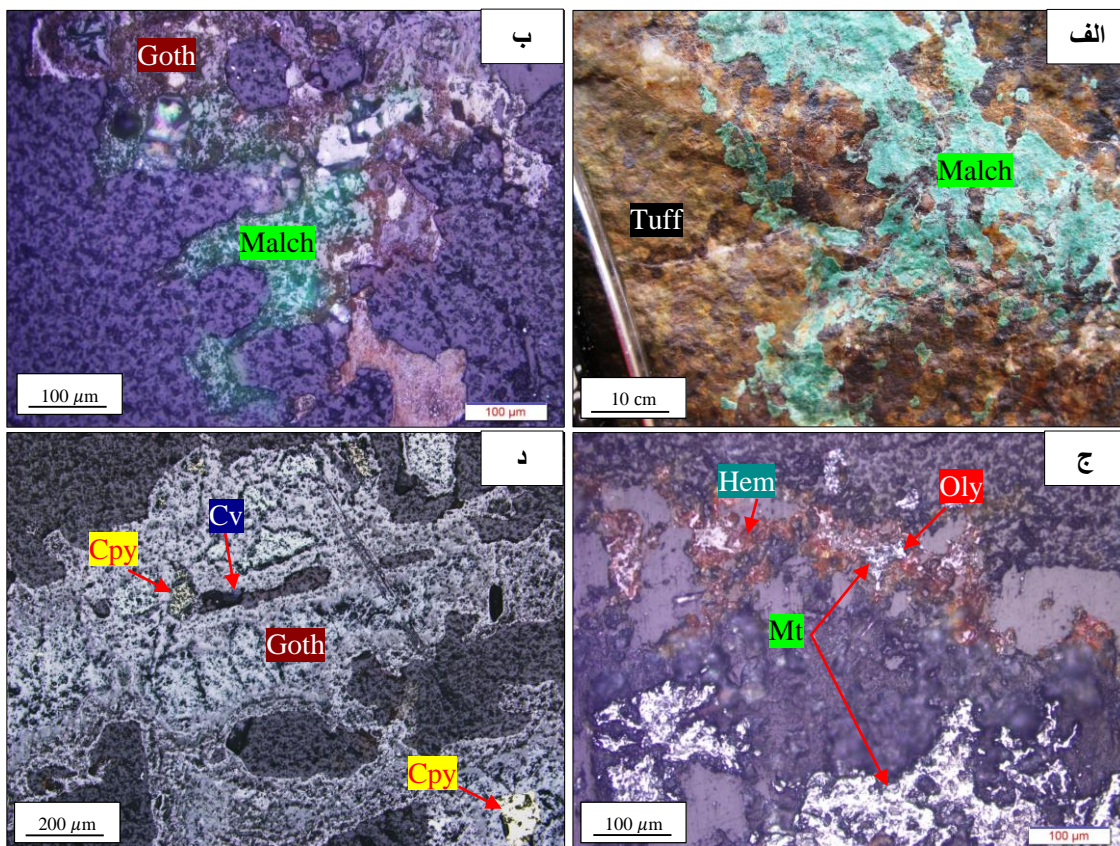
مالاکیت و آزوریت جانشین سولفیدهای مس موجود در افق‌های کانه‌دار شده‌اند و باعث ایجاد رنگ سبز و آبی در اطراف افق‌ها، نمونه‌های دستی و میکروسکوپی شده است (شکل ۵-۲۴ الف). این جانشینی غالباً تا جایی ادامه پیدا می‌کند که تمام سولفیدهای مس (کالکوپریت، بورنیت و کالکوسیت) به مالاکیت تبدیل شوند، یا به صورت رگه-رگچه‌های ثانویه فضاهای خالی را پر کنند (شکل ۵-۲۴ ب).

هماتیت (Hem) ۳-۲-۴-۳-۵

کانی هماتیت در کانسار ورندان به دو صورت: هماتیت اولیه (الیژیست) و هماتیت ثانویه می باشد (شکل ۵-۱۱). هماتیت ثانویه با اکسیده شدن کانی های غیرسولفیدی کانسار در اثر هوازدگی های بعدی تشکیل یافته اند (شکل ۵-۲۴ ج).

گوتیت (Goth) ۴-۲-۴-۳-۵

گوتیت بر اثر هوازدگی در کانسار ورندان از کانی های اولیه کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت در رخساره مجموعه دهانه ای و رخساره رگه-رگچه ای وجود دارد حتی آثاری از کانی های اولیه در در داخل گوتیت مشاهده می شود از جمله کالکوپیریت (شکل ۵-۲۴ د).



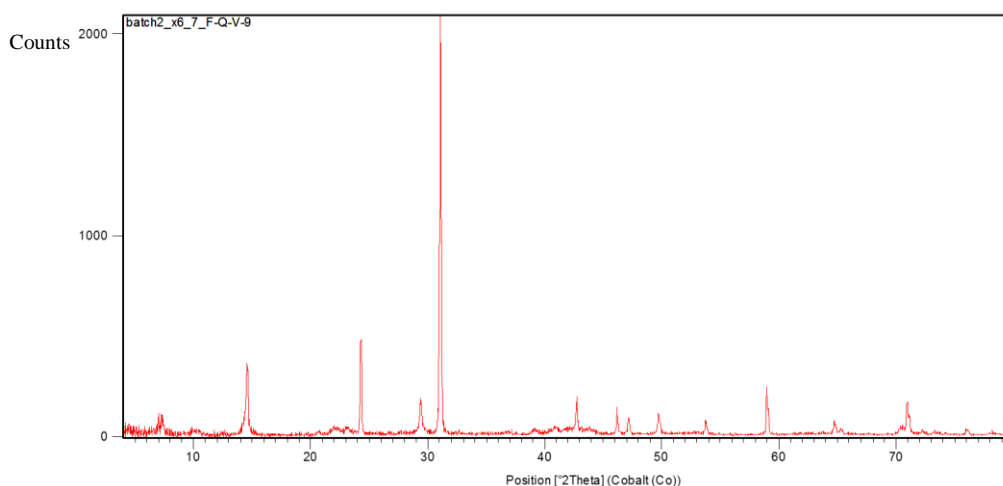
شکل ۲۴-۵-الف- یک نمونه دستی از توف های میزبان و ملاکیت های سطحی بر روی آن. ب- ملاکیت در مقیاس میکروسکوپی همراه با گوتیت در شرایط اکسیدان. ج- مگنتیت (Mt) به همراه اکسیدهای آهن از جمله هماتیت اولیه (Oly) و بصورت ثانویه (Hem). د- گوتیت (Goth) ایجاد شده از کالکوپیریت (Cpy).

۴-۵- مطالعات پراش اشعه ایکس (XRD)

برای شناسایی دقیقتر کانی‌های موجود در کانسنگ تعداد ۴ نمونه نیز به کمک پراش اشعه ایکس (XRD) مورد مطالعه قرار گرفته است که محل نمونه برداری و نتایج آن در (جدول شماره ۵-۱) آورده شده است و شکل‌های مربوطه برای هر نمونه در ادامه آورده می‌شود (از شکل ۵-۲۵ تا ۵-۲۹).

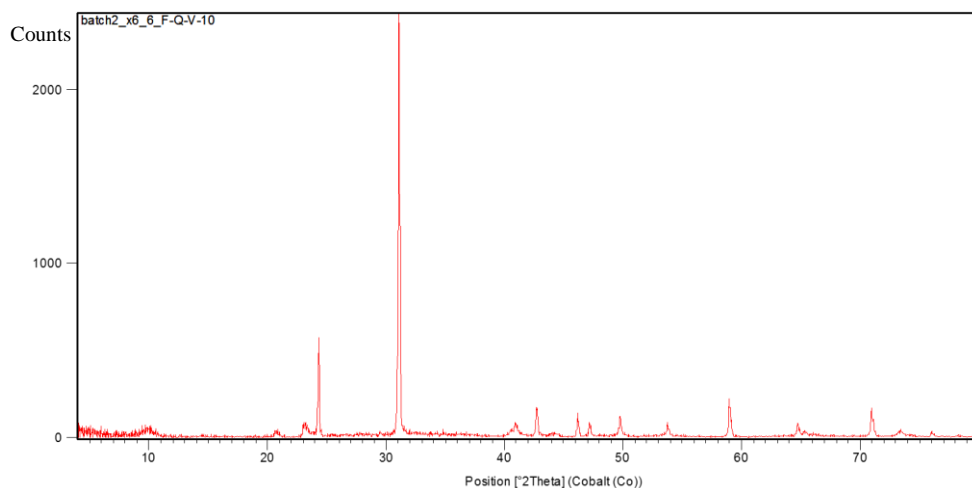
جدول ۵-۱- نتایج، محل برداشت و شماره نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)

شماره نمونه	مکان برداشت	نوع کانی در میکروسکوپ	کانی تشخیص داده شده
F-Q-V-09	استرینگر زیرافق دوم	توف سرسیتی روتیل‌دار	کوارتز، کلینوکلریت، دیکیت
F-Q-V-10	استرینگر زیرافق دوم	توف کلریتی روتیل‌دار	کوارتز، مسکویت
F-Q-V-11	بروندمی‌های زیرافق اول	باریت منگنز و آهن‌دار	باریت
F-Q-V-16	استرینگر زیرافق اول	توف کلریتی	کوارتز، کلینوکلر، مونت مورینت، موسکویت
F-Q-V-17	استرینگر زیرافق اول	توف کلریتی رگه‌های مگنتیت و هماتیت‌دار	کوارتز، موسکویت، کلینوکلر، فررون



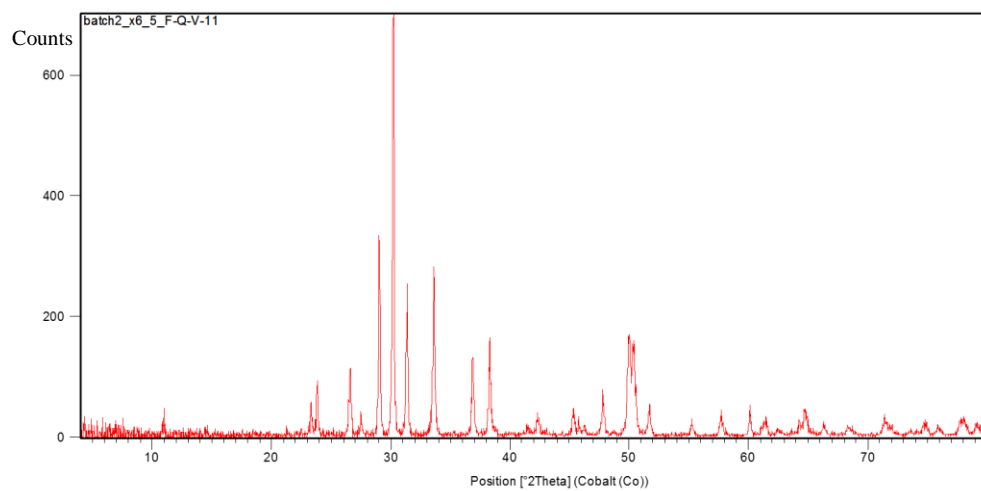
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-085-0930	84	Quartz	0.000	0.795	SiO ₂
*	00-029-0701	32	Clinochlore-ferroan	0.000	0.108	(Mg, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
*	01-074-1758	2	Dickite	0.000	0.028	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ (H CONH ₂)

شکل ۵-۲۵- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، کلریت و دیکیت می‌باشد. نمونه شماره (F-Q-V-09)



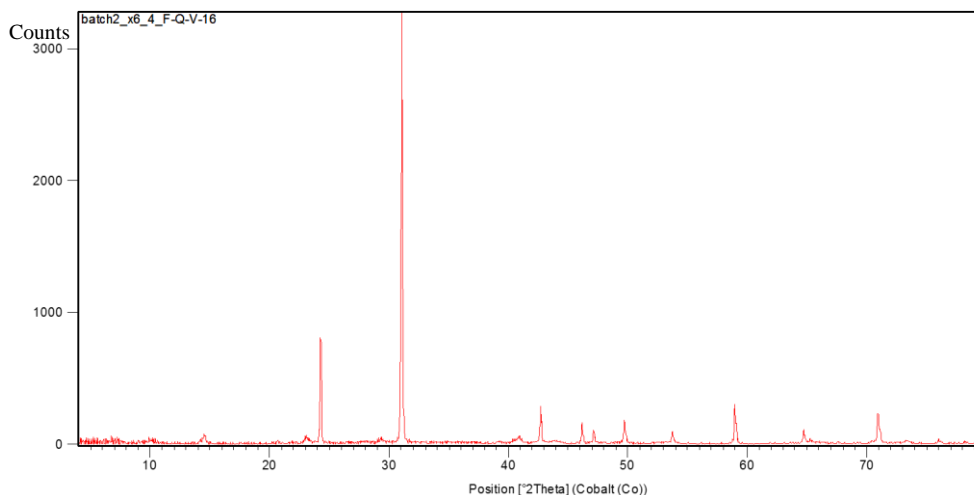
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-085-0504	86	Quartz	0.000	0.766	SiO ₂
*	00-001-1098	0	Muscovite	0.000	0.108	H ₂ K Al ₃ (SiO ₄) ₃

شکل ۵-۲۶- داده‌های XRD که دارای کانی باریت می‌باشد. نمونه شماره (F-Q-V-10)



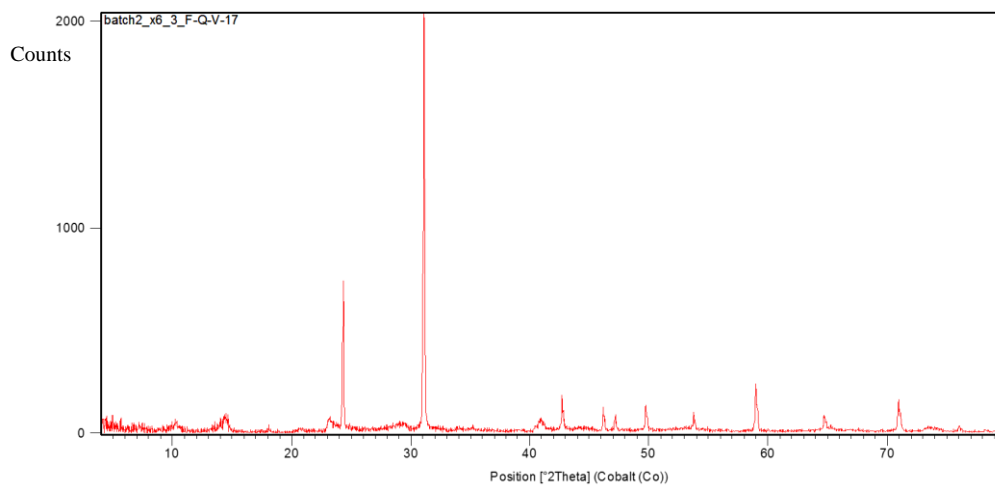
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	00-005-0448	70	Barite	0.000	0.354	BaSO ₄

شکل ۵-۲۷- داده‌های XRD که دارای کانی باریت می‌باشد. نمونه شماره (F-Q-V-11)



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Scal Factr	Chemical Formula
*	01-079-1910	84	Quartz	0.914	SiO ₂
*	00-029-0701	17	Clinochlore-ferroan	0.023	(Mg,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
*	00-003-0010	13	Montmorillonite	0.028	(Na,Ca) _{0.3} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·xH ₂ O
*	00-006-0263	5	Muscovite	0.158	KAl ₂ (Si ₃ Al) ₁₀ (OH,F) ₂

شکل ۵-۲۸- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، کلریت، مونت موریلونیت و مسکویت می‌باشد. نمونه شماره (F-Q-V-16)



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-079-1910	83	Quartz	0.000	0.722	SiO ₂
*	00-001-1098	9	Muscovite	0.000	0.099	H ₂ KAl ₃ (SiO ₄) ₃
*	00-029-0701	10	Clinochlore-ferroan	0.000	0.032	(Mg,Fe) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈

شکل ۵-۲۹- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، مسکویت و کلریت می‌باشد. نمونه شماره (F-Q-V-17)

۵-۵- مراحل تشکیل، تکوین و توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌ها

در کانسار ورنندان، سولفیدها در رخساره‌های سولفیدی رگه- رگچه‌ای و رخساره کانسنگ لایه‌ای- نواری به خوبی بافت‌های اولیه خود را حفظ کرده‌اند، لذا بررسی توالی پاراژنتیک کانه‌ها با مطالعه بافت‌های موجود به خوبی قابل انجام می‌باشد. با بررسی‌های صورت گرفته و مطالعه نسل‌های مختلف سولفیدها و مقایسه فرآیندهای صورت گرفته در کانسار ورنندان با کانسارهای مشابه، نظیر هوکروکو^۱ در ژاپن، باریت دره کاشان توالی پاراژنتیک کانسار ورنندان ارائه گردیده است.

بر اساس مطالعات بافتی و کانی‌شناسی، تشکیل کانسار باریت- سرب- مس ورنندان شامل دو مرحله عمده مرحله بروندمی- آتشفشانی^۲ و سوپرژن/ هوازدگی^۳ است (شکل ۵-۳۰).

۵-۵-۱- مرحله بروندمی- آتشفشانی

مرحله بروندمی- آتشفشانی را با توجه به انواع رخساره‌های کانه‌دار در هر زیرافق می‌توان به پنج قسمت مجزا تقسیم کرد این مراحل شامل مرحله مربوط به تشکیل رخساره رگه- رگچه‌ای^۴، مرحله تشکیل رخساره مجموعه دهانه‌ای^۵، رخسار ماده معدنی لایه‌ای- نواری^۶، رخساره سولفید توده‌ای^۷ و رسوبات گرمابی- بروندمی آهن و منگنزدار و سولفیدی^۸ است (شکل ۵-۳۰).

۱- مرحله تشکیل رخساره رگه- رگچه‌ای بر اساس پاراژنز کانیایی شامل دو زیر بخش می‌باشد بخش اول دارای پاراژنز کانیایی پیریت و کالکوپیریت‌های نسل اول است در حالی که بخش دوم دارای پاراژنز

۱ - Hokroku

۲ - Volcanic-Exhalative

۳ - Supergene and Weathering

۴ - Stringer zone

۵ - Vent complex

۶ - Bedded-banded

۷ - Massive sulfid

۸ - Hydrothermal-exhalative sediments

کاملاً متفاوت و دما بالا و همراه با اکسید می‌باشد که از کانی‌های پیریت و کالکوپیریت‌های نسل دو و مگنتیت و هماتیت اولیه تشکیل شده است (شکل ۵-۳۰) مرحله رخساره رگه-رگچه ای در کانسار ورندان، با بافت رگه‌ای و برشی شدن کانه‌ها که به شدت دچار دگرسانی کلریتی غنی از آهن شده است مشخص می‌گردد.

۲- در مرحله تشکیل رخساره مجموعه دهانه‌ای، سولفیدها شامل پیریت‌های توده‌ای فضاها و حفرات خالی اطراف دانه‌های باریت را پر نموده‌اند و با مرز مضرسی جانشین باریت شده‌اند (شکل ۵-۱۴، و، ی) که بخش مجموعه دهانه‌ای را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-۹).

۳- در مرحله تشکیل رخساره لایه‌ای-نواری، با دور شدن از محل بالا آمدن سیالات برون‌دمی، سولفات‌ها (باریت) بصورت لایه‌ای و سولفیدها بصورت لامینه و دانه پراکنده در محل رخساره لایه‌ای، ته‌نشین می‌گردند. این سولفیدها شامل گالن، کالکوپیریت‌های نسل اول، پیریت، تتراهدريت و اسفالریت می‌باشند که به همراه باریت و کوارتز (Qtz) رشد کرده و بخش لایه‌ای کانسنگ چینه‌سان را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-۱۲)، (شکل ۵-۱۳). این بخش در حاشیه کانسار و در کف حوضه رسوبی زمان تشکیل کانسار قرار داشته و با کاهش یافتن فرآیند برون‌دمی و کاهش میزان فلزات سیال کانه‌ساز، تشکیل می‌گردند.

پدیده‌ای که در این رخساره دیده می‌شود جانشینی کانی‌های دما پایین پیریت‌های نسل اول و اسفالریت توسط کانی دما بالا یعنی کالکوپیریت می‌باشد این مرحله که نتیجه تزریق مداوم سیال هیدروترمال و برون‌دمی در محل رخساره لایه‌ای-نواری می‌باشد، بصورت بافت نیمه‌توده‌ای محدود به رخساره لایه‌ای-نواری، توده‌ای، جانشینی سولفیدها خود را نشان داده است. این پدیده که نتیجه

واکنش سیال کانه‌دار با سولفیدهای قبلی و سنگ درونگیر می‌باشد به فرآیند پالایش پهنه‌ای^۱ معروف است (Inverno et al., 2008).

۴- مرحله تشکیل رخساره توده‌ای، در این مرحله کانی‌های سولفیدی و سولفات‌ی از جمله باریت بصورت توده‌ای با دانه‌های پراکنده سولفیدی و پیریت توده‌ای در بخش زیرین رخساره لایه‌ای-نواری تشکیل شده است و همراه با این رخساره کانسنگ چینه‌سان کانسار را تشکیل می‌دهند.

۵- در مرحله تشکیل رسوبات گرمابی-بروندمی آهن و منگنزدار و سولفیدی با دور شدن از محل بالا آمدن سیالات بروندمی، بروندمی‌های آهن و منگنز بصورت توده‌ای و دانه پراکنده در فواصل دورتر از نقطه خروج سیالات ایجاد می‌گردد.

از پدیده‌های قابل تأمل موجود در منطقه معدنی ورنندان، بافت برشی موجود در بخش زیرین رخساره چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) کانسار ورنندان می‌باشد. این امر نشان‌دهنده فعال بودن گسل همزمان با رسوبگذاری در زمان تشکیل کانسار است که باعث ریزش قطعاتی از جنس باریت و سنگ میزبان شده است (Peter et al., 1999; Franklin et al., 2005; Inverno et al., 2008) که این پدیده معابر مناسب و نفوذپذیری لازم را جهت خروج بروندم‌های مسئول کانه‌زائی تأمین نموده است. نظر به اینکه کانی‌زائی با دگرسانی سنگ‌های دیواره همراه بوده است با اضافه شدن برخی عناصر به سنگ‌ها در اثر سیالات کانه‌ساز مانند سدیم، پتاسیم، منیزیم، آهن، کلسیم و سیلیسیم کانی‌های جدیدی شکل گرفته‌اند که شامل کوارتز، کلریت، سربیسیت و کلسیت می‌باشد.

۱ - Zone refining

۵-۵-۲- مرحله سوپرژن و هوازدگی

مرحله سوپرژن و هوازدگی شامل تأثیر فرآیندهای تکتونیکی و بالآمدگی^۱ و فرایند سوپرژن است (شکل ۵-۳۰). مرحله بالآمدگی با فرآیند گسل خوردگی و چین خوردگی پیکره‌های معدنی و گسترش بافت کاتاکلاستیک در کانسار همراه بوده است.

مرحله سوپرژن در این گونه کانسارها شامل سوپرژن سولفیدی و سوپرژن اکسیدی است. برخورد سیالات جوی با کانی‌های سولفیدی (موجود در مسیر سیال)، در زیر سطح آب زیر زمینی موجب ایجاد سولفیدهای ثانویه سوپرژن می‌گردد. بافت اصلی در مرحله سوپرژن سولفیدی شامل بافت رگه-رگچه‌ای، جانشینی و شکافه پرکن است. در این مرحله کانی‌های کوولیت و دیژنیت جانشین کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت می‌شوند. تأثیر آب‌های جوی اکسیدان بر روی کانی‌های سولفیدی اولیه نزدیک سطح موجب شسته شدن مس و انحلال آن از کانی‌ها می‌گردد. این سیالات در طی مسیر خود، کانی‌های سوپرژن نظیر مالاکیت، و اکسید (هماتیت و...) و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) را ایجاد می‌نمایند. خلاصه مراحل مختلف تشکیل کانسار در رخساره‌های رگه-رگچه‌ای، لایه‌ای-نواری، مجموعه دهانه‌ای، رسوبات گرمایی-بروندمی آهن و منگن‌دار و سولفیدی و ساخت و بافت‌های رسوبی و کانی‌های تشکیل شده آن‌ها در هر مرحله، در (شکل ۵-۳۰) زیر به صورت مراحل تشکیل و تحول پاراژنزی کانسار ورن‌دان ارائه گردیده است.

1- Uplift

Mineral	Volcanic- Exhalative					Supergene/ Weathering
	Stringer zone	Vent complex	Massive ore	Bedded ore	Exhalative sediments	
Minerals	Barite	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Magnetite	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Hematite	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Pyrite I	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		
	Pyrite II	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Pyrite III?	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Chalcopyrite I	■ ■ ■ ■ ■		■ ■ ■ ■ ■		
	Chalcopyrite II			■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Galena		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		
	Sphalerite			■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Tetrahedrite			■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Pyrolusite				■ ■ ■ ■ ■	
	Braunite				■ ■ ■ ■ ■	
	Goethite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
	Cuprite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
	Native Cu				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
	Malachite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
	Bornite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
	Chalcocite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
	Covelite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■
Digenite				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Clay mineral				■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Alteration	Quartz I	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Quartz II	■ ■ ■ ■ ■			■ ■ ■ ■ ■	
	Fe-chlorite	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Mg-chlorite	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Sericitic	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Disseminated	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Bedded and Laminated			■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
	Massive		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		
	Vein-Veinlets	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■			
	Brecciated Replacement	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		

شکل ۵-۳۰- توالی پاراژنتیک کانی ها و بافت مواد معدنی کانسار ورندان

فصل ششم: مطالعات سیالات درگیر



FLUID INCLUSION IN BARITE
SAMPLE IN THE VARANDAN DEPOSIT

- مقدمه
- روش انجام مطالعات
- تئوری و کوانتیتات میانی سیال
- شکل ظاهری سیالات درگیر
- طبقه‌بندی و پارامتر سیالات درگیر
- سیالات درگیر تک‌فازی نوع I و تک‌فازی نوع IV
- سیالات درگیر دو‌فازی نوع II و III
- مطالعات دمانجی سیالات درگیر
- مطالعات سرایش
- مطالعات گرمایش

Chapter6: Studies of fluid inclusion

۶-۱- مقدمه

مطالعه سیالات درگیر یکی از راه‌های مطالعه منشأ و دمای کانه‌زائی در کانسارها می‌باشد (Sorby, 1858). سیالات درگیر در امتداد نواحی رشد و یا در هر نقص بلوری که طی رشد ایجاد شده باشند و یا درون یک بلور یا طی رشد و همزمان با رشد بلور در ترک‌ها و شکستگی‌های دیرزاد کانی به دام می‌افتند که به آنها میانبراهای سیال اولیه، ثانویه کاذب و ثانویه گفته می‌شود (Kerkhof and Hein, 2001). بنابراین می‌توان گفت که این میانبراهای سیال ترکیب سیال و شرایط تشکیل کانی را نشان می‌دهند (Simmons and Browne, 2000). سیالات به دام افتاده اغلب در انواع باطله‌ها و کانسنگ‌ها وجود دارند. در کانسار باریت-سرب-مس ورندان مطالعات بر روی سیالات موجود در باطله‌های باریتی و کوارتزی انجام شده است. از سیالات درگیر اغلب در جهت اندازه‌گیری درجه حرارت، فشار و شوری سیال استفاده می‌شود. منشاء سیالات کانه‌دار می‌تواند ماگمائی، اقیانوسی، جوی و غیره باشد، که می‌تواند توسط مطالعه و بررسی سیالات درگیر و روش‌های مختلف آنالیز آنها و نیز مطالعات ایزوتوپی پایدار مشخص گردد. دمای سیالات کانه‌دار را نیز می‌توان با استفاده از روش‌های مطالعات سیالات درگیر و ایزوتوپی پایدار مشخص نمود که در بین آنها دماسنجی سیالات درگیر مطمئن‌ترین روش است.

در این فصل، مطالعات سیالات درگیر به صورت مطالعات پتروگرافی، پاراژنز سیالات درگیر، میکروترمومتری و طبقه‌بندی آنها بحث می‌گردد.

۶-۲- روش انجام مطالعات

برای مطالعه سیالات درگیر یک نمونه از لایه‌های باریتی از رخساره‌های لایه‌ای-نواری زیرافق دوم (F-2-13)، یک نمونه از رگه‌های سیلیسی-سولفیدی پهنه استرینگر از زیرافق سوم (K-3-26) و یک

نمونه از لایه‌های باریتی از رخساره‌های لایه‌ای- نواری زیرافق چهارم (M-4-32) ماده معدنی کانسار ورندان انتخاب و از آنها ۳ مقطع دو بر صیقل تهیه شده است. مطالعات پتروگرافی در دانشگاه صنعتی شاهرود، تهیه مقاطع دوبرصیقل در آزمایشگاه دانشگاه فردوسی مشهد و همچنین اندازه‌گیری پارامترهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) به کمک دستگاه Stage:THMS600 گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب شده است صورت گرفته است. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) می‌باشد.

جهت کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده گردید:

کالیبراسیون دستگاه با تلورانس:

Heating : ± 0.6 , Freezing: ± 0.2

Heating: Cesium nitrate, melting point: $+414^{\circ}\text{C}$

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

کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم^۱ با نقطه ذوب 414 درجه صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده ۱ استاندارد ان- هگزان^۲ با نقطه ذوب $94.3-$ درجه سانتی‌گراد انجام گرفت.

۱- Cesium nitrate

2- n-Hexane

۶-۲-۱- پتروگرافی میانبارهای سیال

در مطالعات سیالات درگیر با توجه به شواهد پتروگرافی، سیالات درگیر عمدتاً اولیه و به مقدار کمتر سیالات ثانویه و ثانویه کاذب مشاهده می‌شوند. سیالات درگیر اولیه در اکثر نمونه‌ها دارای دو فاز ترکیبی مایع و گاز می‌باشند. فازهای جامد و سخت در این سیالات درگیر وجود ندارند. این مطالعات حاکی از این است که بیشتر میانبارهای سیال دارای ابعاد کوچک و حدوداً کمتر از ۱۰ میکرون بوده و دارای پر شدگی متوسطی هستند. مورفولوژی میانبارها متغیر می‌باشد که می‌تواند تا حدی توسط خواص بلور شناسی کنترل گردد. چنانچه بعضی از آن‌ها دارای شکل بلوری منفی هگزاگونالی کوارتز می‌باشند، به علت اینکه این نمونه‌ها مربوط به کانی کوارتز در کمرباین زیرافق معدنی سوم می‌باشند (شکل ۶-۴). بعضی نیز دارای شکل کروی می‌باشند و همچنین اشکال پهن و کشیده نیز در بین میانبارهای سیال مشاهده می‌گردد (شکل ۶-۵). با توجه به اینکه منطقه تحت تنش‌های تکتونیکی بعدی بوده، میانبارهای سیال به صورت ثانویه نیز در محل درزه‌ها تشکیل شده‌اند که بصورت تک فازی مایع و تک فازی گاز می‌باشند و دمای پایین‌تر از ۱۰۰ درجه را نشان می‌دهند و برای مطالعات حرارت سنجی مناسب نیستند. میانبارها با شکل کشیده نیز می‌توانند نشان دهنده تنش‌های تکتونیکی حاکم بر منطقه باشند. در پتروگرافی‌های انجام شده از میانبارهای سیال فازهای CO₂ مایع و هیدروکربن‌های مایع مشاهده نگردید و همچنین اثری از فازهای جامد مثل هالیت، سیلویت و ... مشاهده نشد که این موضوع بیانگر این است که میزان شوری سیالات کانه‌ساز در این منطقه کم است. در بعضی از میانبارهای سیال پدیده باریک شده‌گی مشاهده می‌گردد در میانبارهای که بزرگ، تخت و نامنظم هستند تعادل مجدد به تقسیم آن به میانبارهای کوچکتر در سطوح خاصی منجر می‌شود که به آن گردن گرفتگی یا دم بریده‌گی می‌گویند و تشخیص آن مهم است زیرا می‌تواند منجر به خطا در دمای به دست آمده برای فرایند همگن شدگی گردد، زیرا شرایط اولیه این گونه میانبارها تغییر می‌کند. در

مجموع به علت فقدان سیالات درگیر از فاز جامد هالیت یا کلروسدیم، شوری سیالات کانه ساز در این منطقه کم است.

بطور کلی روش انجام کار، مطالعات و بررسی میانبارهای سیال در کانسار ورنندان می تواند بدین گونه باشد که:

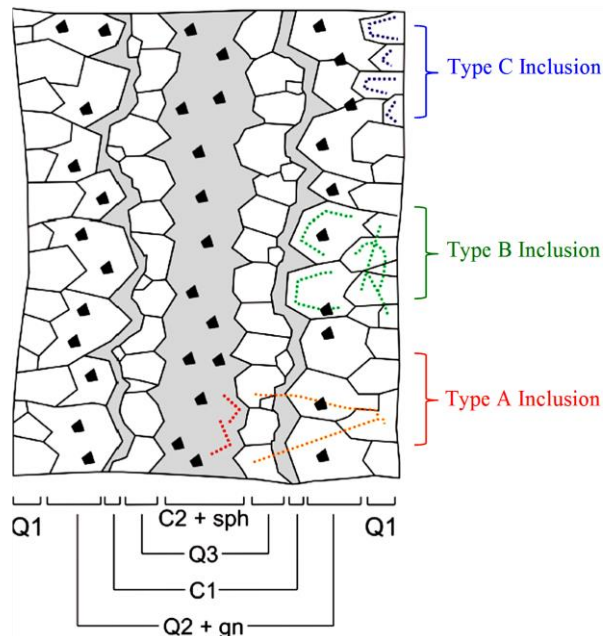
- ۱- تعیین و تفکیک انواع سیالات درگیر از نظر اولیه، ثانویه یا ثانویه کاذب و طبقه بندی سیالات درگیر بر اساس تعداد فازهای موجود
 - ۲- تعیین شکل، اندازه، ابعاد فازهای دختر و درصد فاز غالب در هر سیال
 - ۳- سیالهای میانبار کانسار عمدتاً اولیه و تک فازی، دوفازی و از نوع غنی از مایع و بخار هستند.
 - ۴- تعیین پاراژنز سیالات درگیر بر اساس تعیین روابط بافتی میان آنها و اندازه گیری درجه پرشدگی (F) به طور تقریبی.
 - ۵- شوری سیالات کانه ساز در این کانسار کم بوده است.
 - ۶- بعد از تشکیل میانبارهای سیال کانسار تحت تاثیر تنش های تکتونیکی قرار گرفته است.
- در شکل ۶-۲ مشخصات مربوط به انواع سیالات درگیر مشاهده شده در مقاطع دوبرصیقل تهیه شده از نمونه های کانسار ورنندان نشان داده شده است.

۶-۲-۲- شکل ظاهری سیالات درگیر

سیالات درگیر معمولاً کوچکتر از ۱۰۰ میکرون هستند. معمولترین اندازه ذکر شده، در محدوده مورد مطالعه کمتر از ۱۰ میکرون می باشد. اما سیالات کوچکتر با اندازه ۴-۰ میکرون، فراوانتر هستند. بیشترین فراوانی سیالهای درگیر در باریت و کوارتزهای کانسار ورنندان، غالباً کروی، بیضوی، میله ای، دم بریده و تا حدی شکل های منفی دارند، که همگی کمتر از ۱۰ الی ۱۵ میکرون بودند (شکل ۶-۳)، (شکل ۶-۴) و (شکل ۶-۵).

۶-۲-۳- طبقه‌بندی و پارائنز سیالات درگیر

سیالات درگیر ثانویه کاذب (A) در طی پرشدگی شکستگی‌ها اما قبل از اتمام رشد بلور میزبان تشکیل می‌شوند، سیالات درگیر ثانویه (B)، طی پرشدگی شکستگی‌ها بعد از رشد بلور میزبان تشکیل می‌شوند. این سیالات، معمولاً حاشیه بلورهای میزبان را قطع می‌کنند سیالات درگیر اولیه (C) در حین رشد بلور میزبان تشکیل شده و معمولاً به صورت سیالات منفرد یا گروه‌های سه‌بعدی، موازی با سطوح رشد بلوری و یا به صورت تصادفی در داخل کانی میزبان مشاهده می‌شوند (Wilkinson, 2001) (شکل ۶-۱). به منظور رده‌بندی سیالات درگیر از نظر منشأ و نیز نوع آنها بر مبنای محتوای سیال و یا به عبارتی ترکیب فازهای مشاهده شده در دمای اتاق، از روش شفرد و همکاران^۱ (1985) استفاده شده است. سیالات درگیر بر اساس ترکیب سیال و تعداد فازهای موجود در دمای اتاق تقسیم‌بندی می‌شوند (شکل ۶-۲). بر اساس مطالعات پتروگرافی، چهار نوع سیال درگیر در نمونه‌های مطالعه شده محدود به کانسار ورندان شناسائی شده است (شکل ۶-۳)، (شکل ۶-۴) و (شکل ۶-۵).



شکل ۶-۱- انواع سیالات درگیر به دام افتاده در یک رگه فرضی کوارتز و فلزات پایه، نوع اولیه (C)، ثانویه (B)، ثانویه کاذب (A)، (Wilkinson, 2001).

1- Shepherd

نوع سیال درگیر	تعداد فازها	نوع فازها	شکل ظاهری
Type I	monophase	Liquid (L)	
Type II	two-phase	Liquid >50% (L) + vapour <50% (V)	
Type III	two-phase	vapour >50% (V) + liquid <50% (L)	
Type IV	monophase	Vapour only (V)	
Type V	multiphase	Liquid \pm vapour + solids (S) < 50%	
Type VI	immiscible liquid	Immiscible Liquids $L_1 + L_2 \pm$ Vapour (V)	

شکل ۶-۲- رده‌بندی انواع سیالات درگیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آنها، Shepherd et al., (1985).

۶-۲-۴- سیالات درگیر تک‌فازی (آبگین) (L) نوع I و تک‌فازی (گازی) نوع IV:

۶-۲-۴-۱- سیالات درگیر تک‌فاز آبگین (L) نوع I:

این نوع از سیالات، شامل سیالات درگیر تک‌فازی غنی از H_2O هستند که دارای فراوانی متوسطی در نمونه‌های مطالعه شده می‌باشند. بطور کلی، سیالات درگیر این نوع با اشکال بیضوی و میله‌ای به صورت منفرد و انبوه در داخل کانی باریت مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۳ الف و ب). این سیالات درگیر با پراکندگی تصادفی در بخش‌های داخلی کانی در رگه‌ها رشد کرده‌اند. اندازه سیالات درگیر نوع I بطور میانگین بین ۵ تا ۱۰ میکرون متغیر است (شکل ۶-۳ ب). تشکیل این سیالات درگیر در زون‌های رشدی بلورهای کوارتز نیز مشاهده گردید که می‌تواند نشان‌دهنده منشأ اولیه تشکیل آنها باشد (Jones et al., 2006) درجه پرشدگی این نوع سیالات از ۸۵ تا ۹۵ درصد متغیر است (شکل ۶-۳ ب).

۶-۲-۴-۲- سیالات درگیر تک‌فاز گازی (V) نوع IV:

این نوع از سیالات، شامل سیالات درگیر تک‌فازی غنی از بخار آب هستند که دارای فراوانی زیادی در نمونه‌های مطالعه شده می‌باشند که به دو صورت سیالات درگیر ثانویه و ثانویه کاذب مشاهده می‌شوند

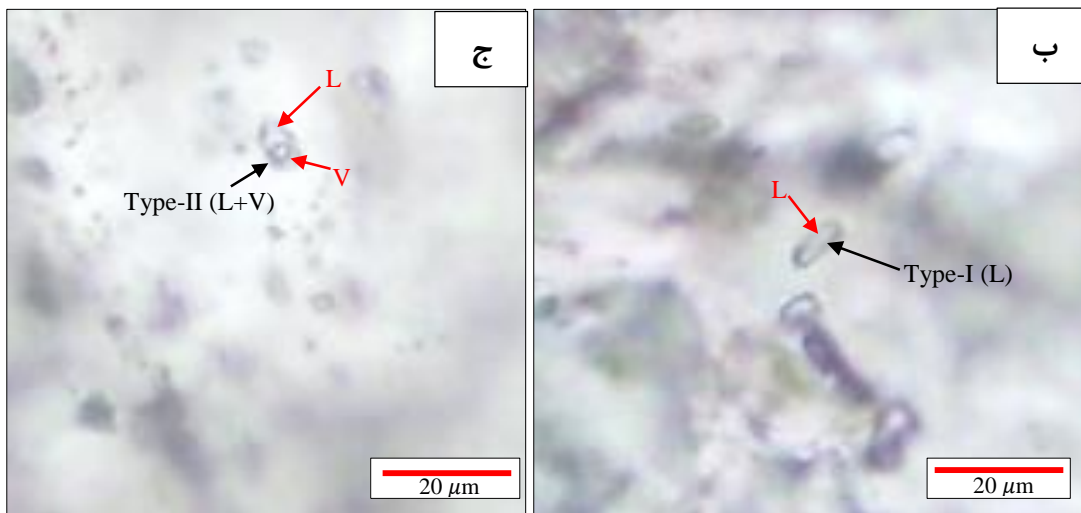
(شکل ۶-۴ الف و ب) (شکل ۶-۵ ج). بطور کلی، سیالات درگیر این نوع با اشکال بیضوی به صورت منفرد و انبوه با اندازه بین ۶ تا ۹ میکرون در داخل کانی کوارتز مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۴ الف).

۶-۲-۵- سیالات درگیر دوفازی (آبگین+گاز) (L+V) نوع II:

سیالات درگیر نوع II شامل سیالات درگیر دوفازی L+V با درجه پرشدگی بین ۴۰ تا ۶۰ درصد و فازهای بخار کوچک که کمتر از ۳۰ الی ۵۰ درصد سیال درگیر را پر کرده‌اند هستند (شکل ۶-۳ الف و ج). این نوع سیالات، اشکال بیضوی، میله‌ای و یا نامنظم از خود نشان داده و اغلب به صورت مسطح همراه با سیالات درگیر نوع I مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۳ ج). اندازه این سیالات درگیر عموماً کمتر از ۱۲ میکرون می‌باشد، سیالات درگیر نوع II دارای منشأ اولیه هستند.

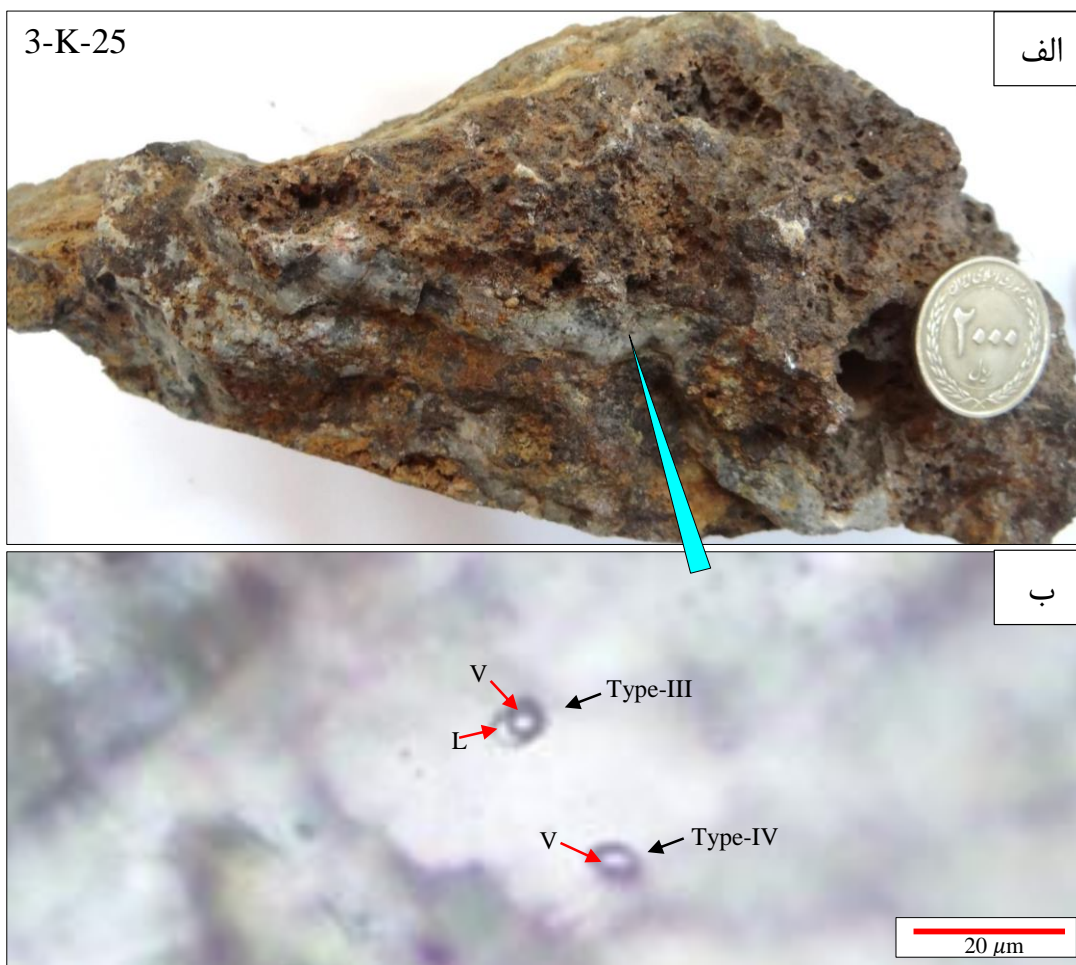
۶-۲-۶- سیالات درگیر دوفازی (آبگین+گاز) (L+V) نوع III:

سیالات درگیر نوع III شامل سیالات درگیر دوفازی L+V با درجه پرشدگی بین ۱۰ تا ۴۰ درصد و فازهای بخار بزرگ که بیش از ۵۰ الی ۶۰ درصد سیال درگیر را پر کرده‌اند هستند. این نوع سیالات، اشکال بیضوی و یا چشم پرنده‌ای از خود نشان داده و با سیالات درگیر نوع II مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۴ ب). اندازه این سیالات درگیر عموماً ۱۰ تا ۱۲ میکرون می‌باشد (شکل ۶-۴).

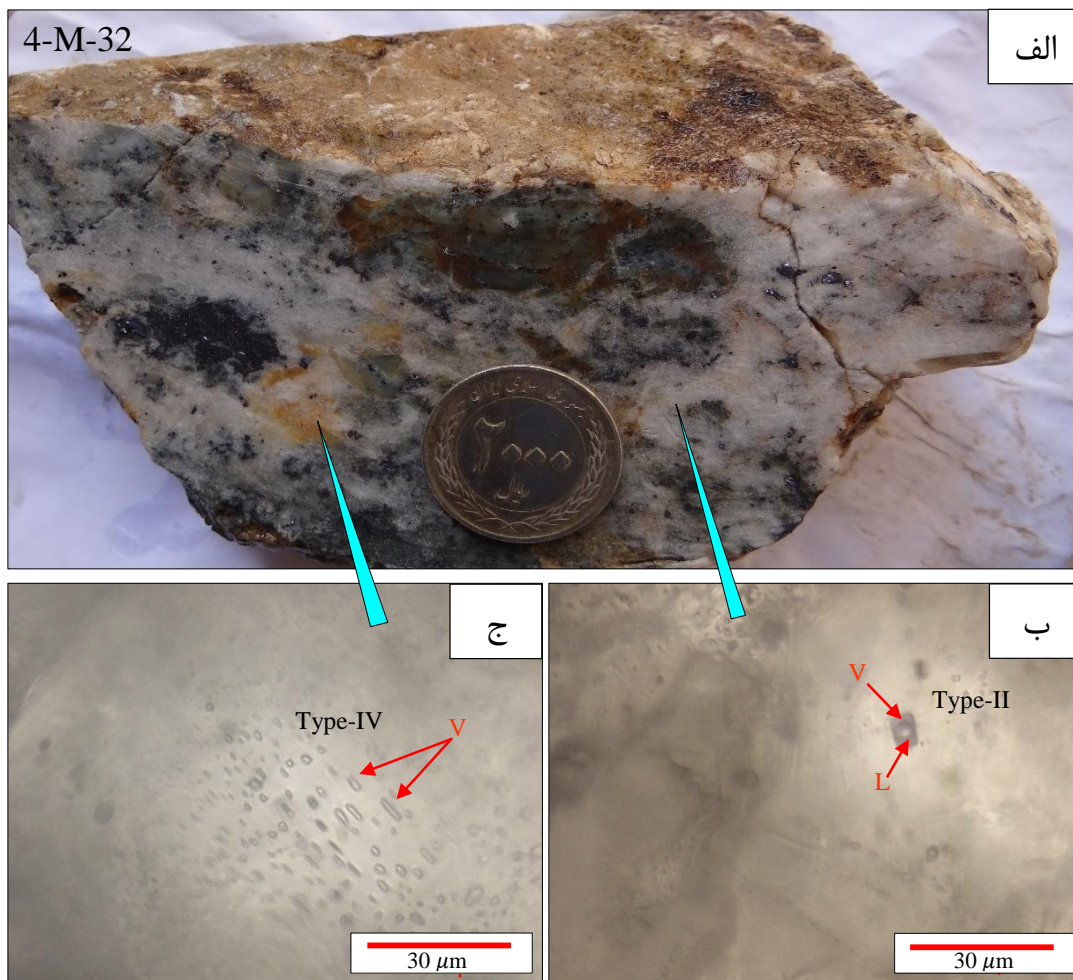


شکل ۶-۳-الف- نمونه دستی باریتی با نوارهای تیره از جنس گالن (سرب) در زیرافق دوم (2-F-13) کانسار ورندان که مطالعه سیالات درگیر بر روی آن صورت گرفته است. ب- سیالات درگیر تک فازی (Liquid) نوع I، ج- سیالات درگیر دوفازی (Liquid + Vapour) نوع II. اندازه سیالات درگیر کوچکتر از ۱۰ میکرون.

در نمونه‌های باریتی و کوارتزی مطالعه‌شده در کانسار باریت-سرب-مس ورندان، به ترتیب فراوانی سیالات درگیر شامل: سیالات درگیر اولیه (نوع C)، ثانویه کاذب (نوع B) و ثانویه (نوع A) براساس طبقه‌بندی (Wilkinson, 2001) می‌باشد. با توجه به اهمیت کمتر سیالات درگیر ثانویه و ثانویه کاذب و همچنین ریز بودن بیش از حد سیالات درگیر مورد مطالعه و به منظور اجتناب از هر گونه خطا در تشخیص این نوع سیالات درگیر، از مطالعه آن‌ها صرفنظر شد و بیشتر به مطالعه سیالات درگیر اولیه پرداخته شد.



شکل ۶-۴- الف- نمونه دستی سیلیسی (کوارتزی) از رخساره رگه- رگچه‌ای (استرینگر) زیرافق سوم (3-K-25) کانسار ورندان که مطالعه سیالات درگیر بر روی آن صورت گرفته است، ب- سیالات درگیر دوفازی (Liquid + Vapor) نوع III و میانبرهای تک فاز گاز (Vapor) نوع IV.



شکل ۳۲- الف- میانبار دو فاز غنی از مایع از لایه‌های باریتی از رخساره‌های لایه‌ای- نواری زیرافق چهارم (4-M-32). ب- میانبارهای ثانویه تک فاز گازی نوع IV مشاهده شده. (32).

۳-۶- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر

مطالعات دماسنجی سیالات درگیر در کانسارهای شبیه به کانسار ورندان به طور گسترده‌ای در دنیا مورد مطالعه قرار گرفته است از جدیدترین و عالیترین مطالعات می‌توان به مارگیناک^۱ و همکاران (2003)، استیل مک لینزا^۲ (2012) اشاره کرد. دماسنجی در تمام سیالات درگیر به روش حرارت دادن

1- Marignac
2- Steele-MacInnis

برای تعیین دمای همگن شدن (Th) صورت گرفته است که در نتیجه حداقل دمای تشکیل کانسار را نشان می‌دهد.

مطالعات میکروترمومتری بر اساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیال درگیر، طی مراحل سرمایش^۱ و گرمایش^۲ بنا شده است، نتایج این مطالعات در جدول (۶-۱) ارائه گردیده است.

۶-۳-۱- سرمایش

به طور کلی، سرمایش به فرایندی گفته می‌شود که در طی آن یک سیال درگیر به زیر دمای اتاق سرد می‌شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود. در این روش ابتدا دما افزایش داده شد تا یخ شروع به ذوب شدن کند. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر اولین دمایی که در آن یخ ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک^۳ (TE) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد (Bodnar et al., 1994) با ادامه روند گرم کردن ذوب بلورهای یخ ادامه می‌یابد تا جایی که آخرین بلور یخ از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی یخ^۴ (Tm) نامیده شده و نشان دهنده میزان شوری سیال است.

نتایج به دست آمده از عمل سرمایش زیاد است، اما اساساً عبارت است از: تعیین ترکیب و چگالی سیال. برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات سرمایش بهترین روش برای تعیین شوری سیالات درگیر است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول است. این امر با اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ در هنگام حرارت دادن مجدد میانبارهایی که قبلاً منجمد شده‌اند، قابل حصول است. به دلیل دشواری تشخیص نوع نمک در سیال درگیر، معمولاً

۱ - Freezing

۲ - Heating

3- Eutectic temperature

4- Temperature of melting

جدول ۶-۱- نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در میانبارهای سیال نمونه‌های منطقه معدنی ورناند

Sample no.	n	Texture	Size (µm)	Homogenisation types	Fluid-inclusion types	Te (°C)	Tmice (°C)	Salinity (Wt% NaCl)	TH (°C)
	1	Bedded	10	L+V	C	-21	-3.4	5.7	190
	2	Bedded	6	L+V	C	nv	-3.2	5.39	250
	3	Bedded	7	L+V	C	nv	-2.1	3.56	280
	4	Bedded	8	L+V	C	nv	-1.1	1.76	148
	5	Bedded	9	L+V	C	nv	-2	3.39	290
	6	Bedded	12	L+V	C	nv	-0.5	0.6	269
2-F-13	7	Bedded	8	L+V	C	nv	-0.5	0.6	286
باریت لایه‌ای	8	Bedded	6	L+V	C	nv	-2	3.39	295
زیرافق دوم	9	Bedded	8	L+V	C	nv	-2	3.39	280
	10	Bedded	10	L+V	C	nv	-2	3.39	300
	11	Bedded	7	L+V	C	nv	-2	3.39	292
	12	Bedded	6	L+V	C	nv	-4	6.62	200
	13	Bedded	10	L+V	C	nv	-2.1	3.56	209
	14	Bedded	8	L+V	C	nv	-2.1	3.56	155
	15	Bedded	8	L+V	C	nv	-0.4	0.4	200
	1	Vein	7	L+V	C	nv	-3.5	5.86	190
	2	Vein	7	L+V	C	nv	-5	8.07	250
	3	Vein	8	L+V	C	nv	-5	8.07	280
	4	Vein	8	L+V	C	nv	-1	1.57	148
	5	Vein	6	L+V	C	nv	-2	3.39	290
	6	Vein	6	L+V	C	nv	-5	8.07	269
	7	Vein	6	L+V	C	nv	-5	8.07	286
	8	Vein	8	L+V	C	nv	-8	11.84	295
3-K-25	9	Vein	16	L+V	C	nv	-0.6	0.8	280
رگچه‌های	10	Vein	7	L+V	C	nv	-5	8.07	300
سیلیسی	11	Vein	8	L+V	C	nv	-2.5	4.24	292
زیرافق سوم	12	Vein	10	L+V	C	nv	-0.4	0.4	200
	13	Vein	10	L+V	C	nv	-0.4	0.4	209
	14	Vein	10	L+V	C	nv	-0.4	0.4	155
	15	Vein	10	L+V	C	nv	nv	200
	16	Vein	6	L+V	C	nv	-1.2	1.94	190
	17	Vein	8	L+V	C	nv	-8	11.84	250
	18	Vein	8	L+V	C	nv	-1.5	2.5	280
	19	Vein	8	L+V	C	nv	-8	11.84	148
	20	Vein	7	L+V	C	nv	-4.8	7.79	290
	21	Vein	12	L+V	C	nv	-10.1	14.09	269
	1	Bedded	10	L+V	C	nv	-2	3.39	250
	2	Bedded	6	L+V	C	nv	-2	3.39	250
	3	Bedded	6	L+V	C	nv	-2	3.39	240
	4	Bedded	7	L+V	C	nv	-2	3.39	259
	5	Bedded	6	L+V	C	nv	-2	3.39	260
4-M-32	6	Bedded	6	L+V	C	nv	-2.1	3.56	265
باریت لایه‌ای	7	Bedded	12	L+V	C	nv	-2	3.39	268
زیرافق چهارم	8	Bedded	8	L+V	C	nv	-2	3.39	213
	9	Bedded	6	L+V	C	nv	-2.1	3.56	278
	10	Bedded	7	L+V	C	nv	-2	3.39	280
	11	Bedded	5	L+V	C	nv	-2	3.39	305
	12	Bedded	8	L+V	C	nv	-1.5	2.5	372

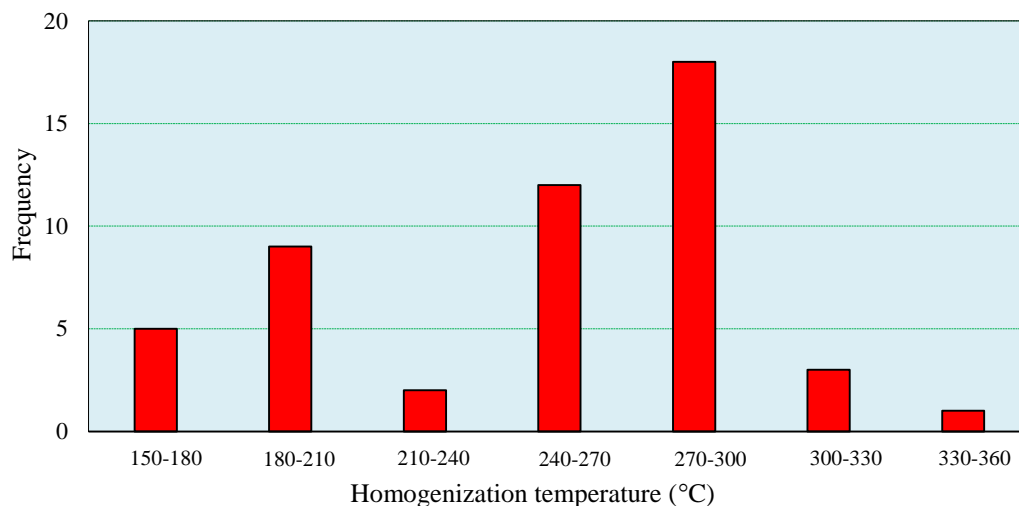
دمای ذوب یخ را به صورت معادل وزنی نمک طعام گزارش می کنند. در مورد سیالات درگیر مورد مطالعه، به علت عدم حضور بلور نمک به صورت فاز جامد نمی توان از دمای انحلال فاز جامد به منظور تعیین شوری استفاده نمود؛ لذا از معادله زیر که برای سیستم های دو فازه فاقد بلور نمک ارائه شده، استفاده شده است (Hall et al., 1988). در این تحقیق میزان شوری به صورت درصد وزنی نمک طعام (wt% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) با استفاده از این معادله محاسبه شده است.

$$\text{Salinity (wt\%NaCl)} = 1.76958 T_m - 4.2384 \times 10^{-2} T_m^2 + 5.3 \times 10^{-4} T_m^3 + 0.28$$

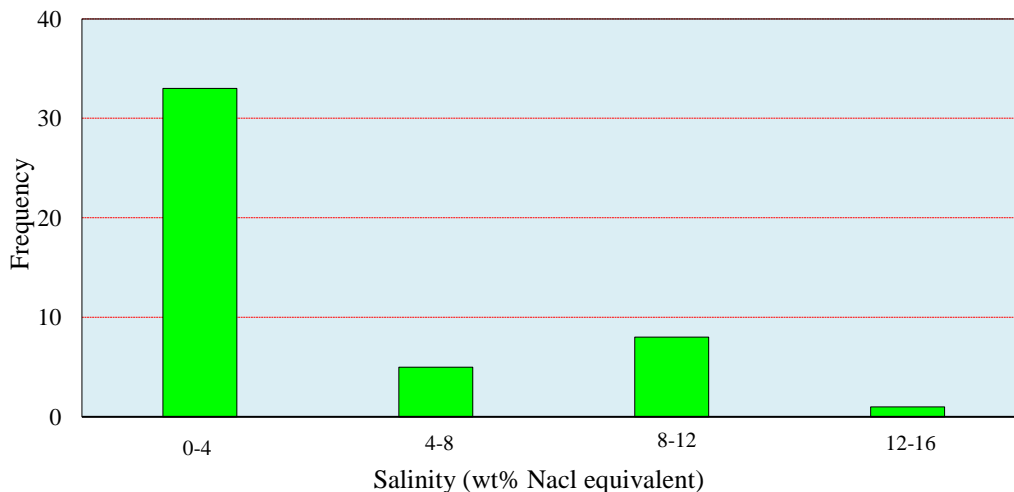
در رابطه مذکور θ دمای ذوب آخرین تکه یخ پس از انجماد سیال درگیر است. با توجه به فرمول ارائه شده سیالات موجود در نمونه های مورد مطالعه دارای شوری بین ۰/۴ تا ۱۴/۰۹ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (جدول ۶-۱) و (شکل ۶-۷). وجود سیال درگیر با دو فاز مایع و گاز که در یکی فاز مایع غالب بوده و در دیگری فاز گاز با چگالی متفاوت، می تواند بیانگر فاز جوشش باشد (شکل ۶-۴). در کانسار ورندان سیالات درگیر با درجه شوری بین (۰ تا ۴ درصد وزنی معادل نمک طعام) بیشترین فراوانی را دارند (جدول ۶-۱) و (شکل ۶-۷).

براساس نمودارهای ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن، چگالی سیالات موثر در سیستم های کانه زائی را می توان تعیین نمود (Bodnar, 1983)، چگالی سیالات درگیر نمونه های بررسی شده در رخساره های افق های کانه دار کانسار ورندان از لحاظ دمایی و شوری در محدوده چگالی کمتر از ۱ (۰/۷-۰/۹) قرار می گیرند (شکل ۶-۸). با استفاده از نمودار درجه حرارت همگن شدن سیالات درگیر و میزان شوری می توان فشار را محاسبه نمود و میزان فشار نیز برای سیالات درگیر کانسار ورندان ۵۰ تا ۱۵۰ اتمسفر است (شکل ۶-۹ الف). با استفاده از نمودار درجه حرارت جوشش و منحنی های فشار می توان عمق آب را محاسبه نمود. بنابراین، عمق به دست آمده را می توان ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ متر برآورد

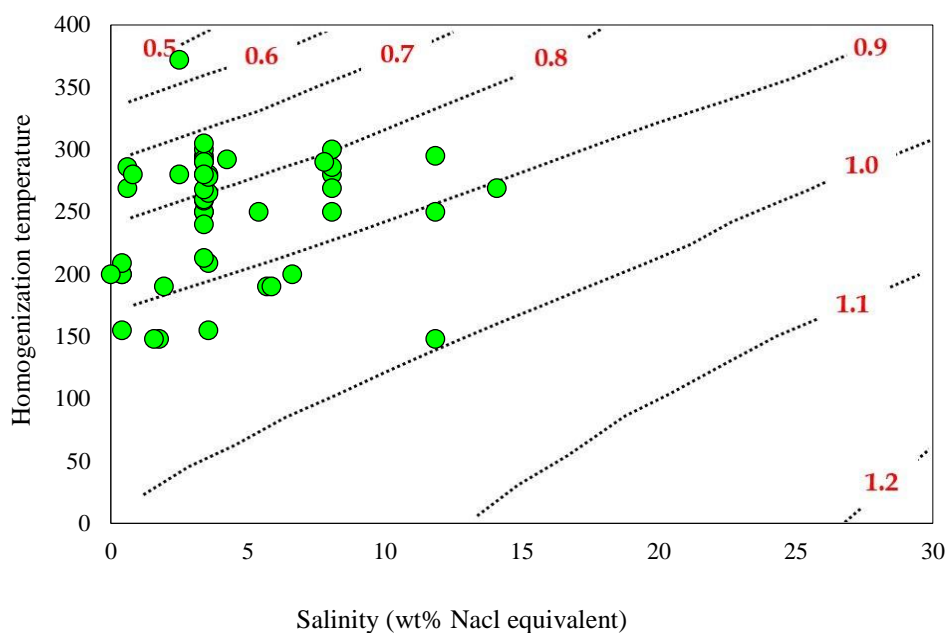
نمود (Cunnigham, 1978; Bischoff and Pitzer, 1985 and Luders et al., 2001) (شکل ۶-۶-۹). با توجه به دو پارامتر شوری و دمای همگن شدن که از طریق سیالات درگیر حاصل می شود، می توان ارتباط بین سیالات درگیر و کانه زائی را به دست آورد که در فصل نتیجه گیری جهت تعیین تیپ کانه زائی به آن پرداخته می شود.



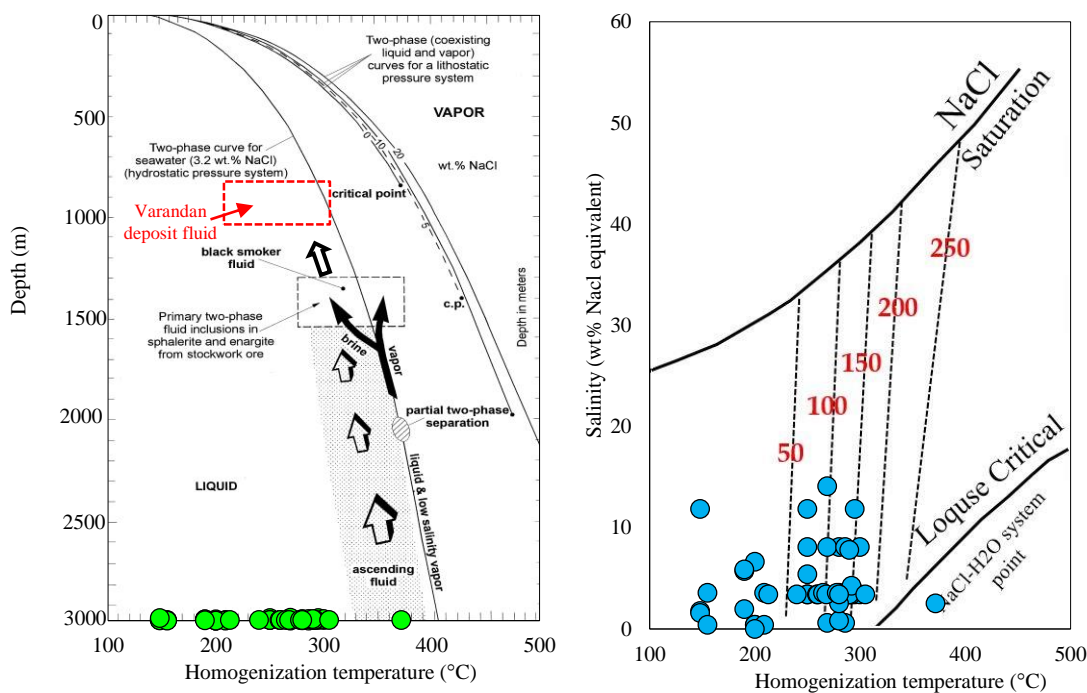
شکل ۶-۶-۶- نمودار هیستوگرام درجه حرارت همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن ها در نمونه های باریتی و سیلیسی کانسار ورندان که بیشترین فراوانی متعلق به محدوده های حرارتی 270°C - 300°C می باشد.



شکل ۶-۶-۷- نمودار هیستوگرام میزان معادل شوری میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن ها در نمونه های سیلیسی و باریتی کانسار ورندان که بیشترین فراوانی متعلق به محدوده های شوری ۴-۰ درصد وزنی معادل نمک طعام می باشد.



شکل ۶-۸- نمودار تعیین چگالی سیالات درگیر بر حسب دمای همگن شدن و شوری در کانسار ورندان، بر گرفته از نمودار تعیین چگالی (Bodnar, 1983).



شکل ۶-۹- الف- تعیین فشار بخار بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری، ب- نمودار تعیین عمق بر حسب دمای همگن شدن در کانسار ورندان، براساس نمودار ارائه شده برای سیالات درگیر در بخش استوک ورک در کمر پایین کانسار JADE در ژاپن (Cunningham, 1978; Bischoff and Pitzer, 1985 and Luders et al., 2001).

۶-۳-۲- گرمایش

در آزمایش گرمایش یک سیال درگیر را تا دمایی گرم می‌شود که همه فازها به یک فاز اصلی برگردند این دما را دمای همگن شدن می‌گویند (Th). این دما پایین‌ترین دمای به دام افتادن سیالات کانه‌ساز در کانی‌ها را نشان می‌دهد (Shepherd et al., 1985).

در این آزمایش نمونه‌ها تا سقف ۴۱۴ درجه گرم شدند. در این مرحله دامنه تغییرات دمای همگن شدن (Tmax) برای نمونه‌ها بین ۲۱۳ تا ۳۷۲، ۲۰۰ تا ۳۳۸ و ۱۴۸ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد بدست آمد و همه سیال‌های مورد مطالعه بجز یک نمونه به فاز مایع همگن شدند.

هیستوگرام فراوانی سیال‌های درگیر در این آزمایش نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی حدود ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است. باید به این نکته توجه کرد که دمای همگن شدن به ندرت معادل دمای به دام افتادن سیال است تنها در پدیده جوشش می‌توان چنین تخمینی را درست پنداشت، و زمانیکه سیال به دام می‌افتد هر چه فشار (Tt) بیشتر شود، اختلاف دمای بین همگن شدن و دمای واقعی به تله افتادن بیشتر می‌شود. با توجه به اینکه در آزمایش گرم کردن تقریباً همه سیال‌های درگیر مورد مطالعه بجز یک نمونه به فاز مایع همگن شدند، می‌توان نتیجه گرفت که در کانسار ورنندان احتمال اینکه پدیده جوشش رخ داده باشد کم است. طی گرم کردن سیال، فازهای مختلف تشکیل دهنده آن بر حسب میزان نسبت فاز بخار به مایع، به یکی از این دو فاز همگن می‌شوند. در تمامی سیالات درگیر مطالعه شده، حالت همگن شدن به صورت فاز مایع می‌باشد. نتایج مطالعات گرمایش سیالات نشان می‌دهد که سیالات موجود در رگه‌های سیلیسی زون استرینگر کانسار ورنندان دارای دمای همگن شدن بین ۱۵۰ تا ۳۳۸ درجه سانتی‌گراد (میانگین دمای همگن شدن ۲۹۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد) (جدول ۶-۱) (شکل ۶-۴ الف). در نهایت، براساس دماهای محاسبه شده منطقی به نظر می‌رسد که سیالات با شوری کم و دمای همگن شدن میانگین ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (شکل ۶-۴) برای نمونه‌های باریتی و سیلیسی هر سه زیرافق را مسئول کانه‌زایی در کانسار ورنندان دانست.

فصل هفتم: مطالعات ژئوشیمیایی



ELECTRON MICROPROBE (EPMA) MACHINE IN THE IRAN MINERAL RESEARCH PROCESSING CENTER CO. (CAMECA SX100 MODEL IN FRANCE).

- مقدمه
- مطالعات سنگ شناسی آذرین توده های نفوذی منطقه
- طبقه بندی و نام گذاری سنگ های آذرین منطقه و بررسی محیط کتوتیکتی
- ژئوشیمی زیرافق های کانه دار کانسار و زندان
- ویژگی ژئوشیمیایی رخساره چینه سان (لایه ای - نواری و توده ای)
- ویژگی ژئوشیمیایی رخساره رگه - رگه ای (استرنگر)
- ویژگی ژئوشیمیایی رخساره مجموعه دانه ای
- مقایسه ویژگی های ژئوشیمیایی رخساره های زیرافق سوم کانسار
- ژئوشیمی باریم
- ستون های لیئوژئوشیمیایی و ضریب همبستگی عناصر
- شیئی انواع کهریت با اساس روش الکترون میکروپروب (EPMA)

Chapter 7: Geochemical studies

بطور کلی وظایف اصلی ژئوشیمی را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- تعیین فراوانی نسبی و مطلق عناصر و انواع اتم‌ها (ایزوتوپ‌ها) در زمین، ۲- مطالعه توزیع و مهاجرت هر یک از عناصر در بخش‌های مختلف زمین (اتمسفر، هیدروسفر، پوسته و غیره) و ۳- مطالعه توزیع و مهاجرت هر یک از عناصر در کانی‌ها و سنگ‌ها به منظور کشف اصول اداره کننده این توزیع و مهاجرت.

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 مد نظر قرار می‌گیرد و با استفاده از این داده‌ها می‌توان ویژگی‌های محیط تشکیل و فرایندهای موثر در تشکیل یک ذخیره معدنی پی برد (Piercey, 2011). از طرف دیگر، مطالعات ژئوشیمیایی در کانسارهای مختلف، علاوه بر آن که راهنمای بسیار خوبی در فهم تشکیل یک کانسار است و بعنوان یک ابزار قدرتمند، در اکتشاف ذخایر مشابه کارآمد خواهد بود. از این رو، بررسی فراوانی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در ذخائر سولفیدی، به منظور درک بهتر رفتار سولفیدها و ارتباط آن‌ها با دیگر عناصر، در ارائه الگوها و روش‌های مناسب جهت اکتشاف ذخایر مشابه سودمند می‌باشد (Piercey, 2010; 2011). بی‌شینه مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه جنوب جنوب کاشان، به عملیات اکتشاف ژئوشیمیایی ناحیه‌ای در ورقه ۱:۲۰۰۰۰ قهرود (شرکت زرکوب) باز می‌گردد که در قالب پروژه اکتشافی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور توسط منهد سین شرکت زرکوب، (۱۳۷۸) به اجرا درآمده است. هدف از مطالعات حاضر دسته‌بندی سنگ‌شناسی توده نفوذی منطقه از لحاظ ژئوشیمیایی جهت تعیین محیط تکتونیکی کانسارهای مورد مطالعه در ناحیه کاشان و دلیجان و

بررسی های ژئوشیمیایی زیرافق های کانه دار در کانسار ورندان می باشد که بر اساس عملیات صحرائی شامل نمونه برداری سیستماتیک از کمرباطین و کمر بالای لایه های معدنی و همچنین رخساره های مختلف هر زیرافق کانه دار می باشد. مقدار عیار متوسط عناصر در این کانسار در رخساره های کانه دار هر زیرافق معدنی دارای تغییراتی می باشد، که در این فصل به آن پرداخته می شود همچنین مطالعات الکترون میکروپروپ (EPMA) بر روی دو نوع کلریت در زیرافق های کانسار ورندان از موضوعاتی هستند که در این فصل مورد بررسی قرار می گیرند.

۲-۷- مطالعات ژئوشیمیایی توده های نفوذی منطقه

توده نفوذی گرانیتی، گرانودیوریتی قهرود- قمصر به شعاع تقریباً ۷ کیلومتر در داخل توالی سنگ شناسی ائوسن در حوضه آتشفشان- رسوبی نفوذ کرده اند. این توده ها بعداً دچار فرسایش های سطحی شده اند و دارای ریخت شناسی نرم نسبت به توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه هستند (شکل ۱-۳). توده های گرانیت- گرانودیوریتی باعث متاسوماتیسم شده و آهک ها را به اسکارن تبدیل نموده اند و باعث کانه زائی متعدد در قسمت های مختلف شده اند. کانسار ورندان و دره امرود قبل از نفوذ توده نفوذی منطقه و در داخل حوضه آتشفشانی- رسوبی رخ داده اند. با توجه به عدم وجود گدازه های آتشفشانی در واحد میزبان (E_5^t) سعی گردیده است توده نفوذی منطقه بطور مختصری جهت دسته بندی در نمودارهای سنگ شناسی و تعیین محیط تکتونیکی مورد بررسی و مطالعه قرار بگیرد. قابل ذکر است که براساس مطالعات نظری (۱۳۷۴) بر روی گدازه های واحد (E_6^v) توالی میزبان کانه زائی در کانسار باریت دره کاشان، محیط تکتونیکی کالک آلکالن برای این واحدها تعیین شده است. جهت بررسی نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ های منطقه ورندان از نرم افزار GCDkit 3.00 استفاده شد.

۷-۲-۱- طبقه بندی سنگ‌های آذرین منطقه و بررسی محیط تکتونیکی

در این فصل ابتدا سنگ‌های آذرین نیمه عمیق منطقه با توجه به روش‌های مختلف طبقه‌بندی و نام گذاری می‌شوند و سپس از لحاظ پتروگرافی مورد بررسی قرار می‌گیرند. جهت این مطالعات تعداد ۵ نمونه از توده نفوذی منطقه با دستگاه XRF جهت تعیین درصد اکسیدهای اصلی مورد آنالیز واقع گردید که نتایج آنالیز در جدول (۷-۱) آمده است. در این آنالیز میزان اکسیدهای آهن کل به دست آمده است که میزان FeO و Fe₂O₃ باید از همدیگر تفکیک شوند که در ترکیب کانی شناسی سنگ تاثیر مهمی دارند جهت این تفکیک از روش (Irvan and baragar, 1971) استفاده شده است. طبق این روش در نمونه‌های که میزان FeO* حاصل از تجزیه شیمیایی بیشتر از 1.5 TiO₂+ بود، معادل این مقدار اضافی به عنوان FeO در نظر گرفته می‌شود و در نمونه‌های که درصد FeO* کمتر از 1.5 TiO₂+ اکسید آهن کل به عنوان Fe₂O₃ در نظر گرفته می‌شود. در کانسار و رندان این مقدار در هر ۵ نمونه بیشتر از 1.5 TiO₂+ می‌باشد در نتیجه مقدار اضافی بعنوان FeO و مابقی Fe₂O₃ در نظر گرفته شده است. همچنین در این فصل سنگ‌های میزبان کانه‌زائی در کانسار و رندان از لحاظ سنگ‌شناسی و مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

جدول ۷-۱- نتایج آنالیز شیمیایی (%) XRF سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه

شماره نمونه	مکان نمونه	علامت	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	FeO*	FeO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
F-G-18	نقاط مختلف توده		62.84	16.21	5.05	4.22	2.08	2.14	3.13	2.19	4.27	0.15	0.64
F-G-19	نقاط مختلف توده		64.61	14.83	4.4	4.45	2.42	2.03	3.26	2.08	4.46	0.21	0.53
F-G-20	نقاط مختلف توده		66.42	14.72	3.97	3.95	2.01	1.94	3.31	1.32	4.33	0.12	0.44
F-G-21	نقاط مختلف توده		61.42	14.94	6.4	6.33	4.14	2.19	2.33	2.27	3.98	0.18	0.69
F-G-22	نقاط مختلف توده		67.72	13.09	3.52	3.84	1.92	1.92	3.97	1.08	3.82	0.15	0.42

۷-۲-۲- طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آذرین به دلیل متنوع بودن عوامل و شرایط متفاوت در تشکیل آنها گوناگون می‌باشند. از سه روش مهم زیر برای نام‌گذاری آنها استفاده می‌شود. که در ادامه با روش شیمیایی سنگ‌های

نفوذی منطقه مورد مطالعه مورد تجزیه و تحلیل قرار داده می شود. ۱- طبقه بندی کانی شناسی کمی (طبقه بندی مدال)، ۲- طبقه بندی کانی شناسی و شیمیایی (طبقه بندی نورماتیو) و ۳- طبقه بندی شیمیایی.

۷-۲-۳- طبقه بندی شیمیایی

در اغلب طبقه بندی های شیمیایی در صد تعدادی از اکسیدهای اصلی که در ساختمان سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می گیرد. در برخی دیگر نیز با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی کاتیون عناصر خالص را محاسبه کرده و سپس نسبت های کاتیونی ویژه ای را در رده بندی سنگ های آذرین به کار می برند. سنگ های نفوذی منطقه مورد مطالعه به ۶ روش زیر نامگذاری شدند.

۷-۲-۳-۱- طبقه بندی میدل موست (1985); (1994) Middelmost

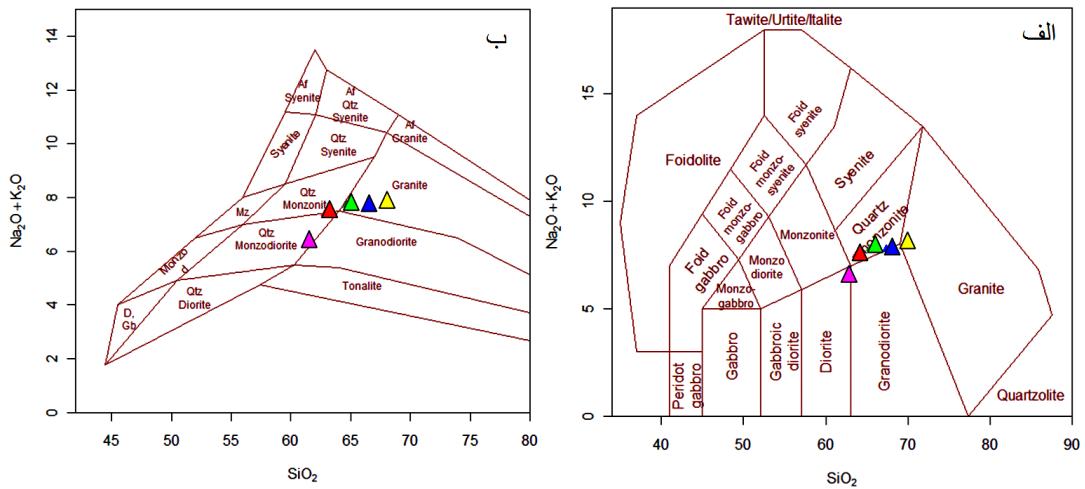
این طبقه بندی ها بر اساس در صد وزنی مجموع آلکالن در مقابل در صد وزنی سیلیس ارائه شده است. بر اساس رده بندی (Middelmost, 1985) اکثر سنگ های نفوذی منطقه در مرز بین کوارتز مونزونیت با گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته اند و فقط یک نمونه در محدوده دیوریت پلات شده است (شکل ۷-۱ الف). با توجه به نمودار (Middelmost, 1994) نمونه های منطقه عمدتاً در محدوده گرانیت و به میزان کم تر در محدوده کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می گیرند (شکل ۷-۱ ب).

۷-۲-۳-۲- طبقه بندی کاکس (1979) Cox et al.

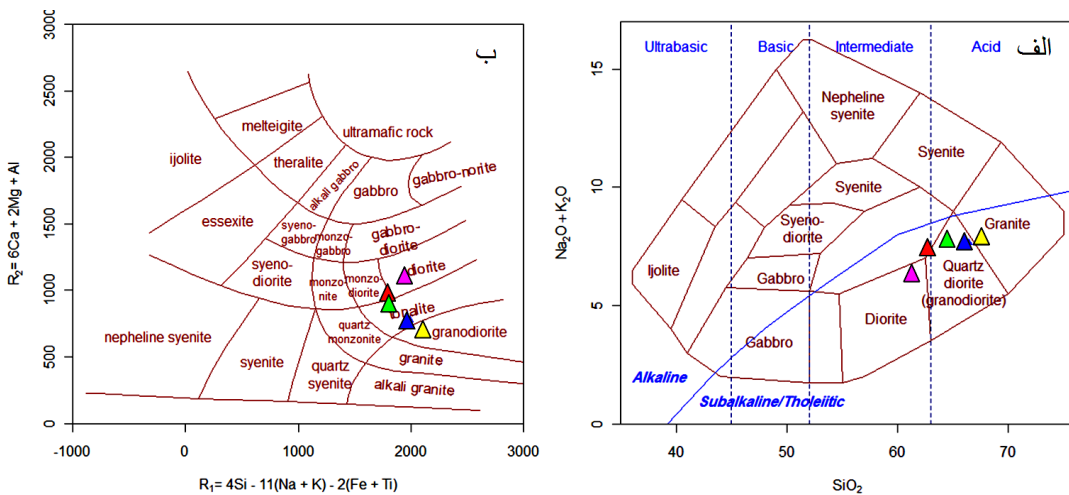
این طبقه بندی بر اساس در صد وزنی مجموع آلکالن در مقابل در صد وزنی سیلیس بنا نهاده شده است. با توجه به این نمودار نمونه های منطقه عمدتاً در محدوده کوارتز دیوریت (گرانودیوریت) و به میزان کم تر در محدوده گرانیت و دیوریت و همچنین در زیر محدوده ساب آلکالن/تولیتی قرار می گیرند (شکل ۷-۲ الف).

۷-۲-۳-۳- طبقه‌بندی دلاوروش (Delaroche et al., 1979)

دلاوروش (1979) براساس نسبت‌های کاتیونی، مدلی را جهت طبقه‌بندی سنگ‌های ولکانیک و پلوتونیک ارائه کرد. در این رده‌بندی دو پارامتر R_1 و R_2 مورد استفاده قرار گرفته است که مقادیر آنها در نمودار مشخص شده است. با توجه به شکل (۷-۲ ب) نمونه‌های منطقه عمدتاً در محدوده تونالیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار گرفته‌اند.



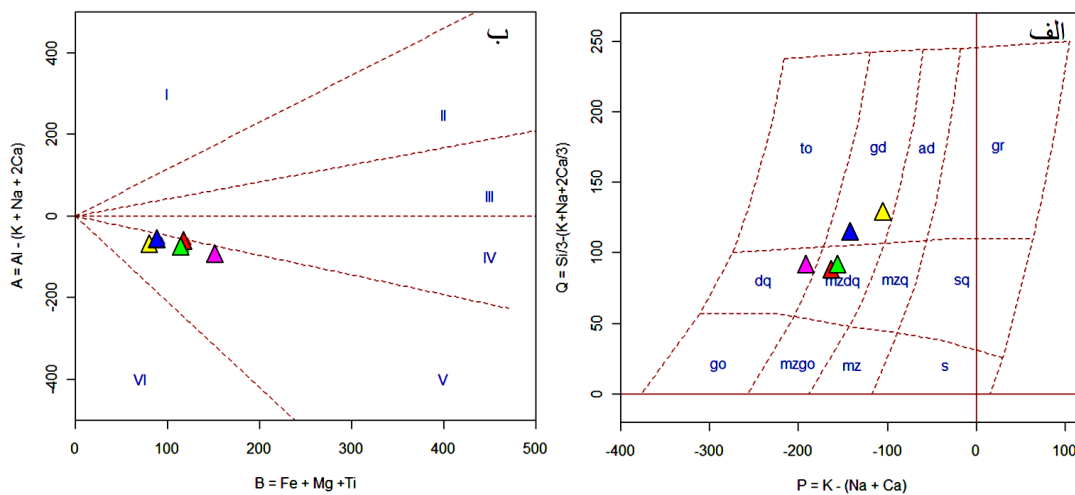
شکل ۷-۱- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار مجموع درصد وزنی آلکالن (Na_2O+K_2O) به درصد وزنی سیلیس (Middelmost, (1994); (1985). علائم مشابه جدول ۷-۱.



شکل ۷-۲- الف- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار مجموع درصد وزنی آلکالن (Na_2O+K_2O) به درصد وزنی سیلیس (Cox et al., 1979). ب- موقعیت سنگ‌های منطقه در دیگرام R_1 و R_2 (Delaroche et al., 1979). علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۳-۴ - طبقه‌بندی دوبن و لوفورت (Debon and lofort, 1983)

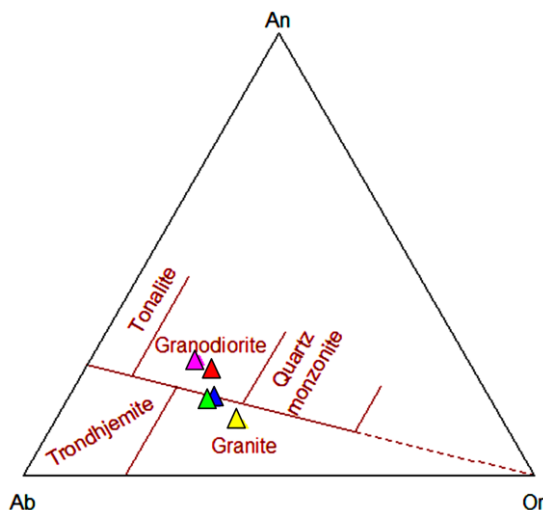
این طبقه‌بندی دو نوع و براساس پارامتر Q در مقابل پارامتر P (شکل ۷-۳ الف) و پارامتر A در مقابل پارامتر B (شکل ۷-۳ ب) با استفاده از مقادیر کاتیونی عناصر بنا نهاده شده است که این پارامترها در نمودارها مشخص شده است. نمونه‌های منطقه در این نمودار اغلب در محدوده کوارتز مونزودیوریت (mzdq)، گرانودیوریت (gd) و کوارتز دیوریت (dq) (شکل ۷-۳ الف) و در محدوده V (گرانودیوریت-گرانیت) قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۳ ب).



شکل ۷-۳ - موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه الف- در دیاگرام P-Q (Doben and lofort, 1983) ب- در دیاگرام B-A (Doben and lofort, 1983). علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۳-۵ - طبقه‌بندی اکونور (Okonor, 1965)

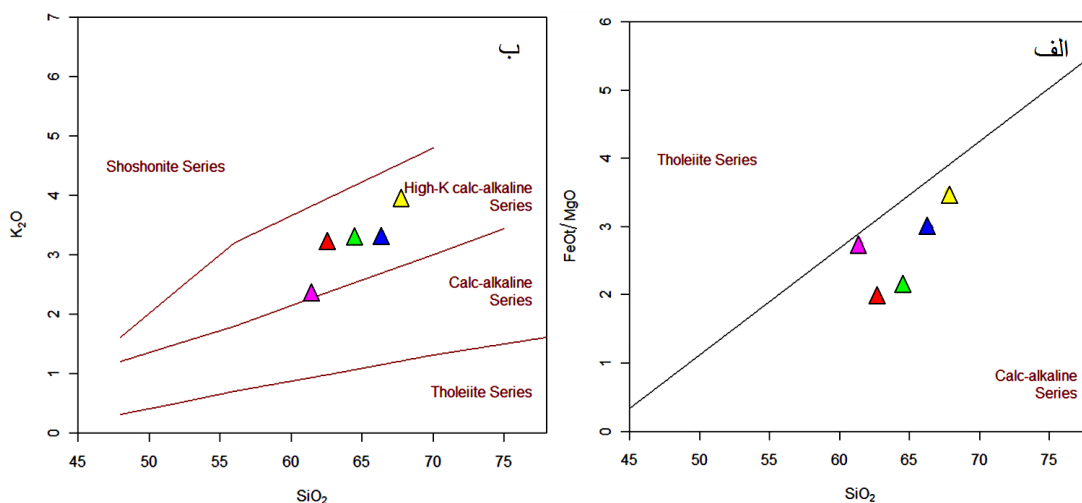
این طبقه‌بندی براساس میزان آلبیت (Ab)، آنورتیت (An) و کوارتز (Or)، توسط Okonor, (1965) معرفی گردیده است. نمونه‌های توده نفوذی منطقه جنوب قمصر در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرد (شکل ۷-۴).



شکل ۷-۴- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در دیاگرام Ab-Or-An (Okonor, 1965). علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۳-۶ طبقه‌بندی میاشیورو (Miyashiro, 1974) و (Peccerillo and Taylor, 1976)

این طبقه‌بندی‌ها برای تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های آذرین بر اساس نسبت درصد وزنی سیلیس به پتاس و نسبت سیلیس به نسبت اکسید آهن به اکسید منیزیم بنا نهاده شده است. سری ماگمایی توده‌های نفوذی گرانیته-گرانودیوریتی در نمودار میاشیورو در محدوده سری کالک-آلکان و در نمودار پسیریلو و تایلور در محدوده سری کالک-آلکان بالا قرار دارند (شکل ۷-۵ الف، ب).



شکل ۷-۵- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه، الف- در نمودار (Miyashiro, 1974)، ب- در نمودار Peccerillo and Taylor, (1976). علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۴- درجه اشباع از آلومین

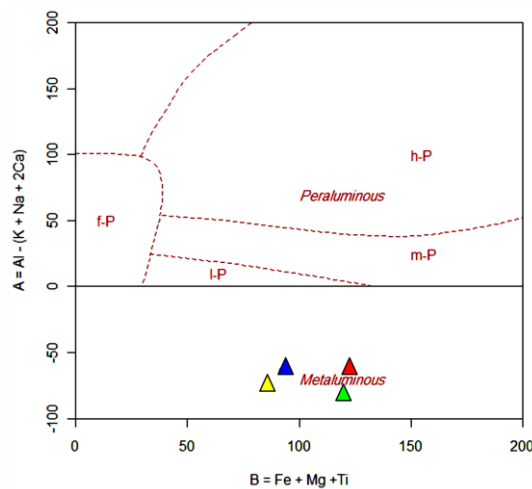
سنگ‌های آذرین بر اساس شاخص اشباع از آلومینیوم به گروه‌های پرآلومین، متآلومین و پراآلکالن (Shand, 1951) و ساب آلومین (Hyndman, 1985) تقسیم شده‌اند این طبقه‌بندی بر اساس مقادیر ملکولی Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O و CaO استوار است و به شرح زیر می‌باشد:

- پرآلومین $(Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO))$
- متآلومین $(Na_2O + K_2O + CaO) > Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$
- پراآلکالن $(Al_2O_3) = (Na_2O + K_2O)$
- ساب آلومین $(Al_2O_3) < (Na_2O + K_2O)$

در زیر چند نوع نمودار برای تعیین میزان آلومین در توده نفوذی قهرود- قمصر آورده شده است:

۷-۲-۴-۱- دیاگرام اصلاح شده ویلاسکا (Villaseca, 1998)

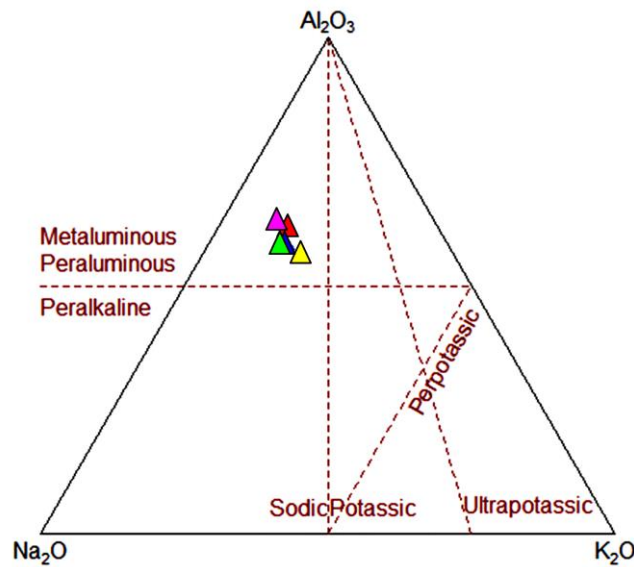
این دیاگرام بیشتر برای تعیین منشأ کاربرد دارد و همچنین برای تعیین میزان آلومین نیز می‌تواند مفید واقع شود و بر اساس دو پارامتر $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ و $B = Fe + Mg + Ti$ نسبت بهم بنا نهاده شده است. توده‌های نفوذی منطقه در این دیاگرام در محدوده متآلومین قرار دارند (شکل ۷-۶).



شکل ۷-۶- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در دیاگرام B-A اصلاح شده Villaseca, (1998). علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۴-۲- دیاگرام سه‌تایی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$

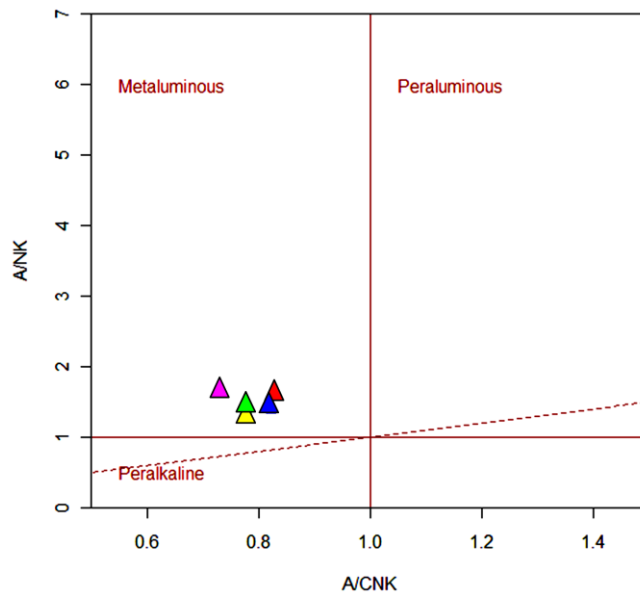
این دیاگرام براساس نسبت مولکولی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ برای تعیین میزان آلومین کاربرد دارد توده نفوذی منطقه در این دیاگرام در محدوده متآلومین و پراآلومین کم پتاسیک قرار دارند.



شکل ۷-۷- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در دیاگرام سه‌تایی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ ، علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۴-۳- دیاگرام شانند Shand, (1943)

این نمودار براساس نسبت تغییرات ملکولی $(Al_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ Shand, (1943) برای تمایز سه محدوده پراآلومین، متآلومین و پراآلکان کاربرد دارد. که سنگ‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده متآلومین قرار دارند (شکل ۷-۸).



شکل ۷-۸- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار نسبت مولی A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز سنگ‌های پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن (Shand, 1943)، علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۴-۴ تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (Maniar and picoli, 1989)

Maniar and picoli, (1989) سنگ‌های گرانیتوئیدی را از نظر موقعیت قرار گیری آنها در سطح

زمین به دو دسته زیر تقسیم کردند:

الف) گرانیتوئیدهای کوهزائی

- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)

- گرانیتوئیدهای قوسی قاره‌ای (CAG)

- گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد قاره‌ای (CCG)

- گرانیتوئیدهای پس از کوهزائی (POG)

ب) گرانیتوئیدهای پس از کوهزائی

- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف‌ت (RRG)

- گرانیتوئیدهای ناشی از بالآمدگی ناشی از خشکی‌زائی قاره‌ای (CEUG)

- پلاژیوگرانیتوئیدهای اقیانوسی (OP)

جهت تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای مختلف، بر مبنای خواص شیمیایی عناصر اصلی گرانیتوئیدها یک طرح پیوسته وجود دارد (Maniar and piccoli, 1989)، مراحل متوالی این طرح به شکل زیر است:

مرحله ۱: در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل K_2O پلاژیوگرانیتوئیدهای اقیانوسی (OP) از سایر گروه‌ها جدا می‌شوند. همان طور در (شکل ۷-۹ الف)، مشاهده می‌شود، میزان درصد وزنی K_2O همه نمونه‌های منطقه بالاتر از ۱ بوده بنابر این در محدوده پلاژیوگرانیتوئیدها قرار نمی‌گیرند.

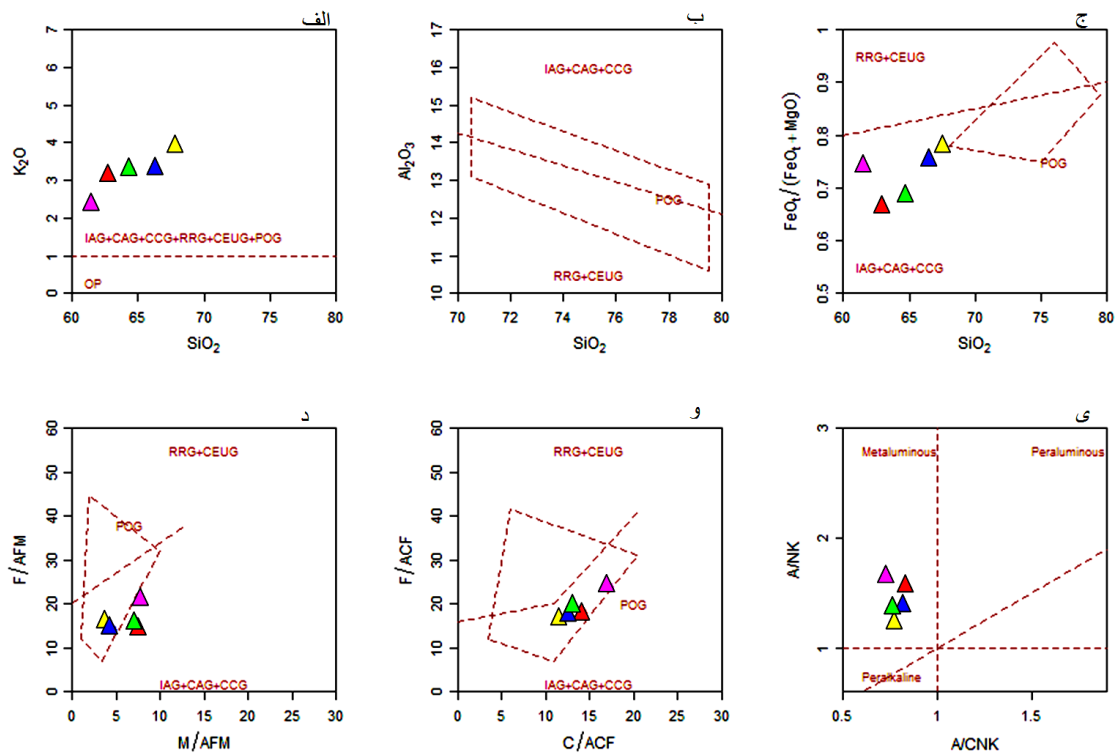
مرحله ۲: در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل Al_2O_3 گرانیتوئیدهای گروه I، II و III از یکدیگر تفکیک می‌شوند. نمونه‌های منطقه به دلیل آنکه درصد SiO_2 کمتر از ۷۰ درصد هستند بر روی نمودار قرار نمی‌گیرند (شکل ۷-۹ ب).

مرحله ۳: در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ در مقابل تغییرات سیلیس گرانیتوئیدهای گروه I ($\text{CCG}+\text{IAG}+\text{CAG}$)، گروه II ($\text{GEUG}+\text{RRG}$) و گروه III (POG) از همدیگر تفکیک می‌شوند. نمونه‌های توده منطقه در محدوده I قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۹ ج).

مرحله ۴: در این مرحله برای تمایز محدوده‌های گروه I، II و III از نمودار تغییرات وزنی $\text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}^*+\text{MgO}$ در مقابل $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}^*+\text{MgO}$ استفاده شده است. تمام نمونه‌های منطقه در محدوده گروه گرانیتوئیدهای پس از کوهزنی (POG) قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۹ د).

مرحله ۵: در این مرحله با استفاده از نسبت درصد وزنی $\text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{FeO}$ در مقابل درصد وزنی $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{FeO}$ گروه I، II و III تفکیک شده‌اند تمام نمونه‌های منطقه در محدوده در محدوده گروه گرانیتوئیدهای پس از کوهزنی (POG) قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۹ و).

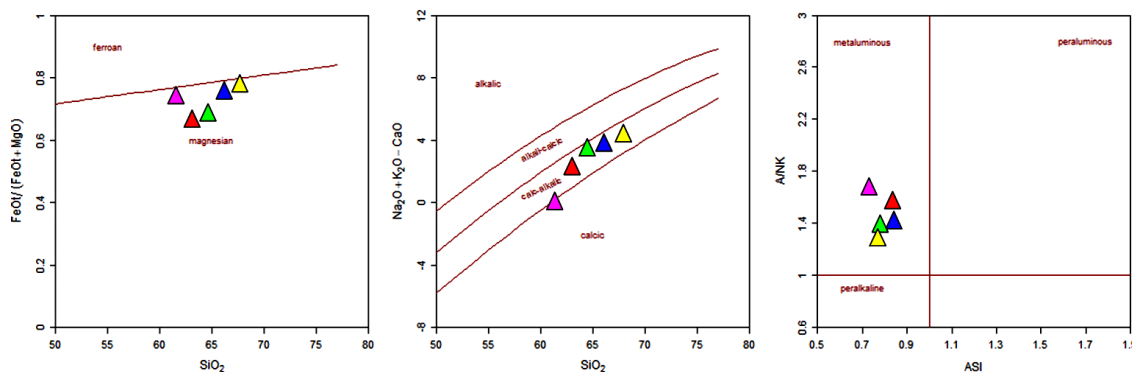
مرحله ۶: در این مرحله با استفاده از نسبت مولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O در مقابل نسبت مولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO میزان اشباع از آلومین برای گرانیتوئیدها مشخص می‌گردد که تمام نمونه‌های منطقه در محدوده گروه متآلومین قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۹ ی).



شکل ۷-۹- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار (Maniar and piccoli, 1989)، علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۲-۴-۵- دیاگرام فراست و همکاران (Frost et al., 2001)

این نمودار برای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیت‌ها توسط فراست و همکاران ارائه شده است که براساس نسبت تغییرات ملکولی FeO^*/FeO^*+MgO در مقابل SiO_2 ، نسبت تغییرات ملکولی Na_2O+K_2O+CaO در مقابل SiO_2 و Al_2O_3/Na_2O+K_2O در مقابل $Al_2O_3+SiO_2$ بنا نهاده شده است. که سنگ‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده منگ‌زین، کالک آلکان و متآلومین قرار دارند (شکل ۷-۱۰).



شکل ۷-۱۰- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها (Frost et al., 2001). علائم مشابه جدول ۷-۱.

۷-۳- ژئوشیمی زیرافق‌های کانهدار کانسار ورندان

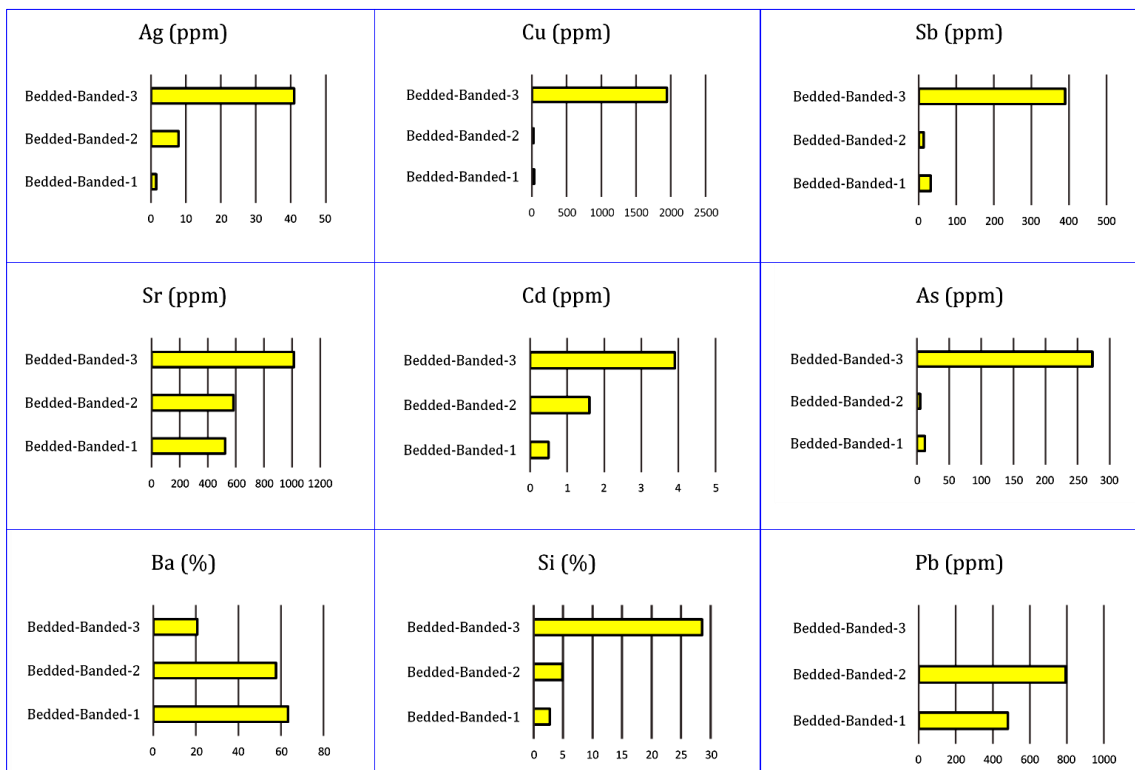
برای مطالعات ژئوشیمیایی زیرافق‌های کانهدار کانسار ورندان ۱۷ نمونه به صورت سیستماتیک از داخل تونل‌ها و لایه‌های باریتی و کمرپایین و کمربالای ماده معدنی و رخساره‌های مختلف هر زیرافق جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب برداشت شده به روش‌های ICP-OES و XRF توسط شرکت فرآوری و تجزیه نمونه‌های معدنی ایمیدرو (IMIDRO) آنالیز گردیده است.

۷-۳-۱- ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای)

کانی‌های تشکیل دهنده رخساره چینه‌سان در قسمت‌های مختلف تنوع زیادی دارد و عبارتند از کانی‌های اولیه باریت، گالن، اسفالریت، پیریت و مجموعه سولفو سالت‌ها و کانی‌های ثانویه مالاکیت و کوولین. مهمترین کانی‌های باطله شامل کلریت، کوارتز، سرسیت و کانی‌های رسی می‌باشند.

این بخش از کانسار شامل کانسنگ‌های سولفیدی و باریت توده‌ای-نواری همراه با بخش‌های فرعی از نوارهای سیلیسی است که در مجموع با طول بالغ بر ۳۰۰ متر و ضخامت ۶ متر رخنمون دارند. در بخش‌های چینه‌سان افق سوم عیار متوسط نقره و آرسنیک، مس، آنتیموان، استرانسیم و بریلیوم به ترتیب ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰، ۱۰۱۳ و ۲/۹ ppm بوده و در زیرافق‌های اول و دوم کانسار دارای عیار

متوسط ۴/۷، ۸/۵، ۲۹، ۲۲/۵، ۵۵۳ و > 1 ppm می باشد. بنابراین عیار متوسط این عناصر در زیرافق سوم خیلی بالاتر است (شکل ۷-۱۴). نقره در بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم برابر ۴۱ گرم بر تن می باشد که نسبت به قسمت‌های دیگر کانسار در تمام زیرافق‌ها بالاترین عیار را به خود اختصاص داده است. میزان درصد باریت کاملاً رابطه عکس با عناصر بالا از خود نشان می دهد (شکل ۷-۱۱). چنانچه در زیرافق سوم میزان آن ۲۳/۱۱٪، در افق دوم ۶۴/۳۳٪ و در زیرافق اول ۷۰/۷۴٪ می باشد. در بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم عنصر سرب وجود ندارد اما در همین بخش در زیرافق اول و دوم عیار متوسط آن ۴۸۷ ppm می باشد (شکل ۷-۱۱). همچنین میزان باریت با سیلیس رابطه عکس دارد بطوری که از رخساره چینه‌سان زیرافق اول به سمت زیرافق سوم میزان درصد باریت کاهش و سیلیس افزایش می یابد (شکل ۷-۱۱).



شکل ۷-۱۱- تغییرات فراوانی عیار متوسط عناصر نقره (Ag)، مس (Cu)، آنتیموان (Sb)، آرسنیک (As)، کادمیوم (Cd)، استرانسیم (Sr) و سرب (Pb). و درصد اکسید باریم (Ba) و سیلیس (Si) در بخش چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) (Bedded-banded and Massive) سه زیرافق کانه‌دار کانسار ورندان.

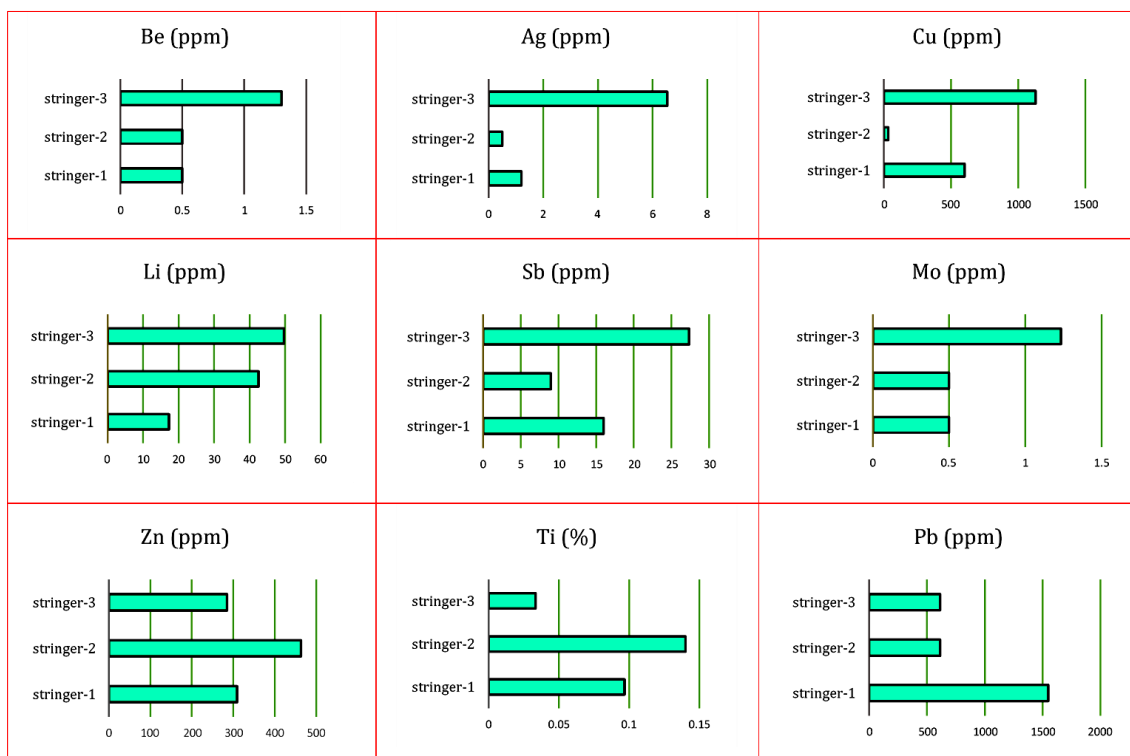
۷-۳-۲- ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره رگه- رگچه‌ای (استرینگر)

کانی‌های تشکیل دهنده رخساره رگه- رگچه‌ای عبارتند از کانی‌های اولیه باریت، کالکوپیریت، بورنیت، مس خالص، مگنتیت، هماتیت اولیه (الیژیست)، پیریت و کانی‌های ثانویه کالکوسیت، کولین و روتیل می‌باشد و مهمترین کانی‌های باطله نیز شامل باریت، کلریت، کوارتز، سرسیت، کلسیت و کانی‌های رسی می‌باشند.

در بخش‌های استرینگر زیرافق سوم عیار متوسط نقره، برلیوم، مس، لیتیم، آنتیموان و مولیبدن به ترتیب ۶/۵۳، ۲/۹، ۱۱۳۰، ۴۹/۶۶، ۲۷/۳۳ و ۱/۲۳ ppm بوده که نسبت به زیرافق‌های اول و دوم کانسار (با عیار متوسط ۰/۸۵، <۱، ۳۳۰، ۱۱، ۱۴/۵ و <۱ ppm) خیلی بالاتر می‌باشد. عیار متوسط سرب در استرینگر زیرافق اول ۱۵۴۹/۳۳ ppm بوده که نسبت به استرینگر زیرافق‌های دیگر کانسار (با عیار متوسط ۴۴۳/۶۶ ppm) میزان بالایی را نشان می‌دهد. عیار متوسط روی و تیتانیوم در استرینگر زیرافق دوم بالاترین عیار به ترتیب (۴۶۳ ppm و ۰/۱۴ در صد) را نسبت به استرینگر دیگر زیرافق‌ها دارد که در استرینگر همین زیرافق مس پایین‌ترین عیار ۳۲ ppm را از خود نشان داده است (شکل ۷-۱۲).

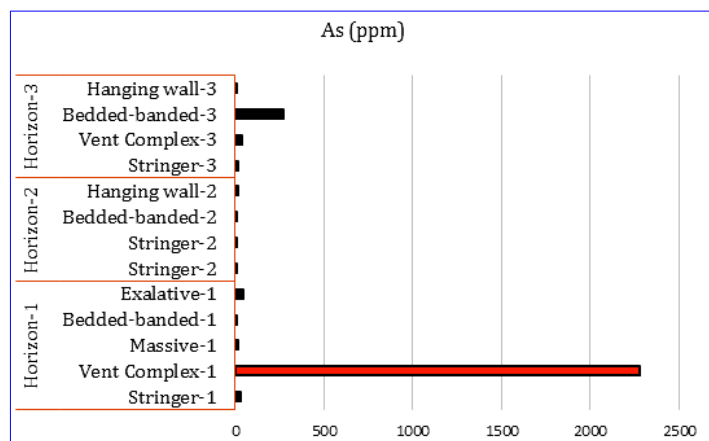
۷-۳-۳- ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره مجموعه دهانه‌ای

بافت نمونه‌های این رخساره بصورت برشی هستند که بصورت قطعاتی از کانی‌های کوارتز و باریت حاوی یک زمینه غنی از مگنتیت و کالکوپیریت می‌باشد. در بخش‌های مجموعه‌های دهانه‌ای زیرافق اول، عیار متوسط آرسنیک یک آنومالی شدید نسبت به سایر قسمت‌های کانسار نشان می‌دهد. عیار آرسنیک در این رخساره حدود ۲۲۸۲ ppm بوده و در افق‌های دیگر عیار متوسط آن ۴۰ ppm می‌باشد (شکل ۷-۱۳).



شکل ۷-۱۲- تغییرات عیار عناصر نقره (Ag)، برلیوم (Be)، مس (Cu)، لیتیم (Li)، آنتیموان (Sb)، مولیبدن (Mo)، سرب (Pb)، روی (Zn) و تیتانیوم (Ti) در بخش رگه- رگچه‌ای (Stringer zone) سه زیرافق کانه‌دار کانسار ورنندان.

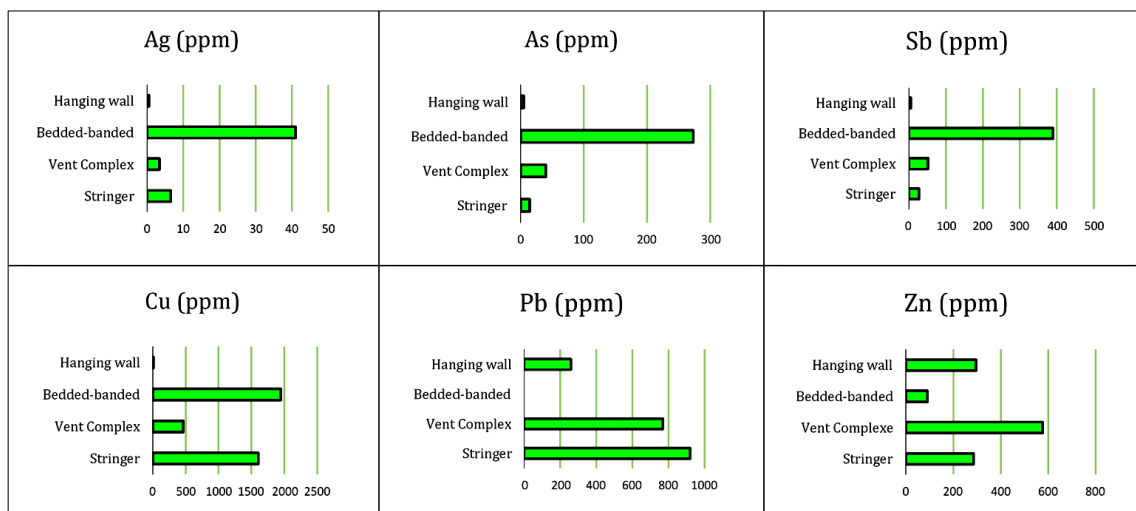
شکل ۷-۱۳- تغییرات عیار عنصر آرسنیک (As) در رخساره‌های زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورنندان.



۷-۳-۴- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره‌های زیرافق سوم کانسار ورنندان

نظر به اینکه در زیرافق سوم کانسار میزان عیار عناصر کمیاب نسبت به سایر زیرافق‌ها خیلی بالاتر می‌باشد به طور خاص ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن ارائه شده است (شکل ۷-۱۴). کانسنگ اصلی رخساره لایه‌ای- نواری زیرافق اول و دوم، باریتی و کمی سیلیسی و برعکس، زیرافق سوم دارای

کانسنگ اصلی سیلیسی و کمی باریتی است. در زیرافق سوم میزان عناصر Ag, As, Sb از پایین به بالا (از رخساره استرینگر به سمت رخساره لایه‌ای-نواری و توده‌ای) افزایش می‌یابد (شکل ۷-۱۴). عنصر سرب در رخساره لایه‌ای-نواری وجود ندارد اما در رخساره استرینگر عیار متوسط آن ppm ۶۱۳ می‌باشد. مس در رخساره‌های استرینگر و لایه‌ای-نواری زیرافق سوم عیار بالایی از خود نشان می‌دهد اما در نمونه مجموعه دهانه‌ای میزان آن کاهش یافته است که دلیل آن می‌تواند گسترش بیش اندازه پدیده پالایش پهنه‌ای و رخداد فراپالایش^۱ باشد که نتیجه آن شستشوی دوباره مس توسط سیال داغ گرمابی از مجموعه دهانه‌ای و ته‌نشست آن در داخل رخساره لایه‌ای-نواری می‌باشد. اما عناصر سرب و روی در رخساره لایه‌ای-نواری کم شده و احتمالاً از محل خروج سیال به دلیل تحرک بالا دور شده‌اند. از میان رخساره‌های افق سوم رخساره لایه‌ای-نواری با جنس کانسنگ اصلی سیلیسی برای استخراج عناصر کمیاب از جمله نقره می‌تواند دارای ارزش اقتصادی باشد. در جدول ۷-۲ یک دسته‌بندی کلی عیار عناصر مهم همراه با کانسنگ‌های مختلف آورده شده است.



شکل ۷-۱۴- تغییرات عیار عناصر نقره (Ag)، آرسنیک (As)، آنتیموان (Sb)، مس (Cu)، سرب (Pb) و روی (Zn)، در رخساره‌های مختلف زیرافق سوم کانسار ورندان.

۱ - Over refining

۷-۳-۵- ژئوشیمی باریم

باریم نوعی کاتیون نقره‌ای- سفید است و در سنگ‌های معدنی که شامل ترکیبی از عناصر شیمیایی مانند سولفور، کربن و اکسیژن هستند، وجود داشته و به سرعت در هوا اکسید می‌شود (Stwertka, 2002). باریم در جدول تناوبی از عناصر گروه دوم و ردیف ششم و جزء عناصر قلیایی خاکی می‌باشد. عدد اتمی آن ۵۶ و دارای جرم اتمی ۱۳۷/۳، وزن مخصوص ۳/۵۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب و شعاع اتمی ۲/۷۸ Å است و از نظر گرایش ژئوشیمیایی در گروه عناصر لیتوفیل قرار می‌گیرد. این عنصر از نظر فراوانی چهاردهمین عنصر در پوسته زمین است.

جدول ۷-۲- ویژگی‌های کلی کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی رخساره‌های مختلف کانسار ورندان

رخساره چینه سان (لایه ای- نواری و توده ای)	رخساره مجموعه دهانه ای	رخساره رگه- رگچه ای			
سنگ میزبان	کمر بالا و کمر پایین: توفسیلیسی با دگرسانی سیلیسی- سرسیتی و کلریتی	قطعات برشی کوارتزی و کمی باریتی با زمینهای از خمیر رسی	توفسیلیسی با دگرسانی کلریتی شدید		
ماهیت سنگ	الف- کانسنگ باریتی	ب- کانسنگ سیلیسی	ج- کانسنگ سولفیدی	کانسنگ برشی سیلیسی	کانسنگ سیلیسی
شکل کانی سازی اولیه در مقیاس رخنمون (نمونه دستی)	اغلب بصورت لایه ای- نواری	اغلب بصورت لایه ای- نواری	بصورت توده‌های پیریت و باریت در کنار هم	بصورت قطعات برشی هیدروترمال	بصورت رگه- رگچه ای در توفهای سیلیسی کمرپایین
	متوسط ۱/۵ متر در لایه				
کانی شناسی	Barite>>>Ga>>Py>C py>Sph>Tetr > Cov>Ma	Siliceses>>>Barite>> Ga>Py>Cpy>Sph>Tet	Py>>>Cpy>Ma	Siliceses>>>Barite>> Ma>Py>Cov>	Cpy>>>Bor>>Py>Mar>Cc> Cu>Cov>Ma>Olygist>Dig nit> Rutil>Ma>Gove
عناصر فلزی همراه	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr
Ag (ppm)	۴۱	۴۱	۴۱	۳/۷۵	۲/۷۴
As (ppm)	۸/۵	۲۷۳	۱۸	۱۱۶۱	۱۷/۷۷
Cu (ppm)	۲۹	۱۹۴۵	۱۲۷	۵۱۴/۵	۵۸۸
Be (ppm)	۱<	۱<	۱<	۰/۵	۰/۸
Sb (ppm)	۲۲/۵	۳۹۰	۱۲	۶۳	۱۷/۴۴
Mo (ppm)	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۷۴
Sr (ppm)	۳۶۹	۱۰۱۳	۱۵۰۳	۲۴/۵	۱۸۶/۵۵
Li (ppm)	۱۰<	۱۰<	۴۸	۸/۵	۳۶/۵

مهمترین کانی‌های باریم دار عبارتند از : باریت یا سولفات باریم (BaSO₄) و ویتريت یا کربنات باریم (BaCO₃) که میزان فراوانی باریت بیش از ویتريت است. ترکیبات آلی باریم به صورت یونی هستند و

در آب هیدرولیز می‌شوند (Cotton & Wilkinson, 1980). باریم با فلزاتی مانند آلومینیم، روی، سرب و قلع ترکیبات آلیاژی را تشکیل می‌دهد (Kresse, et al, 2007). پتاسیم تنها عنصر دارای اندازه یونی قابل مقایسه با باریم است، و بنابراین باریم بیشتر در بیوتیت و فلدسپار پتاسیم یافت می‌شود، باریم بخاطر بار بیشتر باید در ترکیبات پتاسیم به صورت عنصری اسیر حضور داشته باشد. میانگین آن در پوسته ppm ۱۲۲۰ و در دیاباز ppm ۱۶۰ می‌باشد. در فلدسپات ۳٪، در پلاژیوکلازها ۷/۳٪، در مسکوویت ۹/۹٪ و در بیوتیت ۸-۶٪ BaO می‌توان وجود داشته باشد. باریت در pH برابر ۷ تا ۹/۵ ته‌نشست پیدا می‌کند.

۷-۳-۵-۱- ستون‌های لیتوژئوشیمیایی و ضریب همبستگی عناصر

به منظور روشن شدن چگونگی توزیع ژئوشیمیایی عناصر مختلف در توالی سنگ میزبان و ماده معدنی موجود در کانسار ورندان، اقدام به تهیه مقطع لیتوژئوشیمیایی از کانسار مذکور شد. این مقطع عمود بر روند عمومی زیرافق‌های کانه‌دار و نمونه‌های مربوط به رخساره‌های مختلف هر زیرافق و تا حد امکان به دور از آلودگی‌های معدنی انتخاب شده‌اند (جدول ۷-۳). جهت بررسی ضریب همبستگی بعضی از عناصر از داده‌های مربوط به آنالیز XRF (برای عناصر باریم، سرب، مس، روی، سیلیس، آهن، منگنز، منیزیم، کلسیم، آلومنیوم و استرانسیم) و ICP-OES (برای سه عنصر وانادیم، لیتیم و آنتیموان) مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به اینکه نتایج آنالیز XRF بصورت درصد اکسیدهای اصلی می‌باشد، ابتدا میزان عیار هر عنصر با استفاده از فرمول مولکولی محاسبه گردید و به همراه داده‌های ICP-OES لگاریتم آن‌ها در نرم‌افزار Excel به دست آورده شد و ضریب همبستگی عناصر در نرم‌افزار Portable IBM SPSS Statistics v19 و به روش (Pearson) محاسبه گردید.

نمونه برداری زیرافق‌های کانه‌دار به این ترتیب است، که از کمرباطین زیرافق اول به سمت کمرباطی زیرافق سوم و هر کدام از رخساره‌های تشخیص داده شده در زیرافق‌ها و سنگ‌میزبان دگرسان شده در بین زیرافق‌ها یک نمونه تهیه گردیده است.

با توجه به روش فوق یک مقطع از محدوده معدنی تهیه و ۱۷ عدد نمونه از کانسنگ و سنگ‌میزبان برای آزمایشات ICP-OES و XRF برداشته شد. نمونه‌های فوق ابتدا در کارگاه دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه شاهرود خرد و سپس در کارگاه دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس پودر شده و برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران وابسته به سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) ارسال گردید. نمونه‌های مذکور به روش XRF آنالیز گردیده در آنها مقادیر عناصر اصلی Mn, Fe, Ca, S, Sr, P, Na, Ba, K و Al اندازه‌گیری شده است. همچنین از هر کدام از این نمونه‌ها یک نمونه جهت آزمایش ICP-OES به شرکت مذکور ارسال گردید. با استفاده از روش آنالیزی ICP-OES برای اندازه‌گیری بیش از ۳۳ عنصر می‌توان امیدوار بود که آنالیزها از دقت نسبتاً مناسبی برخوردار باشند. از نتایج آنالیزها (جدول ۷-۳) برای مطالعه تغییرات عناصر در سنگ‌ها، کانسنگ و میزان همبستگی این عناصر نسبت به هم به طور مجزا برای هر سه زیرافق، استفاده شده است. با استفاده از نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی XRF و ICP-OES (جدول ۷-۱ و ۷-۵) نمونه‌های مقطع، تغییرات عناصر نقره و سرب و سایر عناصر در طول ستون مورد نظر ترسیم گردیده است (جدول ۷-۳) که در زیر به طور اجمالی توضیح داده خواهد شد.

- باریم (Ba)

باریم بصورت باریم سولفات (باریت) اصلی‌ترین عنصر کانسار ورندان می‌باشد که بیشترین مقدار آن در مقاطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به زیرافق‌های باریتی اول، دوم و چهارم است. معادل باریت تقریباً ۸۰٪ تا ۹۵٪ است که بیشترین میزان باریم محاسبه شده ۶۳٪ می‌باشد (شکل ۷-۱۵) و بیشترین

همبستگی مثبت را با استرانسیم و بیشترین همبستگی منفی را با لیتیم از خود نشان می‌دهد (جدول ۷-۴).

جدول ۷-۳- لیست نمونه‌ها و انواع آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام گرفته بر روی زیرافق‌های کانهدار کانسار روندان

شماره نمونه جهت آنالیز	شماره نمونه در ستون لیتوژئوشیمیایی	مکان نمونه	سنگ شناسی	ICP-OES	XRF	XRD
F-Q-V-01	17	کمر بالای زیرافق سوم	Siliceous tuff	√	√	-
F-Q-V-02	16	ماده معدنی زیرافق سوم	Siliceous, sericitic and barite	√	√	-
F-Q-V-03	15	کمر پایین زیرافق سوم	Barite-Ma-chloritized tuff and siliceous tuff (vein-veinlets)	√	√	-
F-Q-V-04	14	کمر پایین زیرافق سوم	Chloritized tuff (vein-veinlets)	√	√	-
F-Q-V-05	13	کمر پایین زیرافق سوم	Siliceous tuff, galena, chalcopyrite	√	√	-
F-Q-V-06	12	کمر پایین زیرافق سوم	Chloritized tuff vein-veinlets	√	√	-
F-Q-V-07	11	کمر بالای زیرافق دوم	Lithic chloritized tuff	√	√	-
F-Q-V-08	10	ماده معدنی زیرافق اول	Barite and galena	√	√	-
F-Q-V-09	9	کمر پایین زیرافق دوم	Sericitic tuff	√	√	√
F-Q-V-10	8	کمر پایین زیرافق دوم	Chloritized siliceous tuff	√	√	√
F-Q-V-11	7	خروجی‌های زیرافق اول	Fe-Mn and Barite	√	√	√
F-Q-V-12	6	ماده معدنی زیرافق اول	Barite and galena	√	√	-
F-Q-V-13	5	کمر پایین زیرافق اول	Massive pyrite and Altre tuff	√	√	-
F-Q-V-14	4	کمر پایین زیرافق اول	Barite-magnetite-chloritized tuff	√	√	-
F-Q-V-15	3	کمر پایین زیرافق اول	Chloritized bedded tuff	√	√	-
F-Q-V-16	2	کمر پایین زیرافق اول	Chloritized siliceous tuff	√	√	√
F-Q-V-17	1	کمر پایین زیرافق اول	Sericitic tuff	√	√	√

- سرب (Pb)

میانگین مقدار سرب نیز در نمونه‌های مربوط به زیرافق‌های معدنی باریتی مقاطع لیتوژئوشیمیایی زیاد بوده و تا ۳ درصد نیز می‌رسد (شکل ۷-۱۵) و بیشترین همبستگی منفی را با کلسیم از خود نشان می‌دهد (جدول ۷-۴).

- نقره (Ag)

بیشترین مقدار نقره در مقاطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم می‌باشد و معادل ۴۱ ppm است و بیشتر همراه با مس و آرسنیک وجود دارد (شکل ۷-۱۵)، نقره با هیچکدام از عناصر همبستگی مثبت و منفی قابل توجه‌ای نشان نمی‌دهد ولی بصورت خیلی جزئی با سرب همبستگی مثبت نشان می‌دهد، لذا از لحاظ همبستگی با دیگر عناصر در جدول (۷-۴) مورد مقایسه قرار نگرفته است.

- آرسنیک (As)

بیشترین مقدار آرسنیک در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به یک نمونه رخساره مجموعه دهانه‌ای در کمرباطین زیرافق اول می‌باشد. و معادل ۲۸۷۰ ppm است.

- استرانسیم (Sr)

بیشترین مقدار استرانسیم مانند باریم، در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به کانسنگ لایه‌ای-نواری باریتی است و بیشترین میزان آن معادل ۰/۷٪ در کمرباطین زیرافق دوم قرار دارد است (شکل ۷-۱۵) و بیشترین همبستگی منفی را با فسفر، لیتیم و تیتانیم از خود نشان می‌دهد (جدول ۷-۴).

- مس (Cu)

مس در همه نمونه‌های مقطع لیتوژئوشیمیایی در بخش لایه‌ای-نواری افق معدنی زیرافق سوم و در کمرباطین این زیرافق دارای بیشترین میزان است که بیشترین مقدار آن در کمرباطین و در رخساره

استرینگر این زیرافق با معادل 0.2% می باشد (شکل ۷-۱۵) و بیشترین همبستگی مثبت را با سرب و بیشترین همبستگی منفی را با کلسیم از خود نشان می دهد (جدول ۷-۴).

- آنتیموان (استینیت) (Sb)

مقدار آنتیموان در کل نمونه های مقاطع لیتوژئوشیمیایی خیلی پایین می باشد فقط در رخساره لایه-ای-نواری زیرافق سوم میزان بالایی در حدود 400 ppm را نشان داده است (شکل ۷-۱۵) و بیشترین همبستگی منفی را با فسفر، تیتانیوم و وانادیم نشان می دهد (جدول ۷-۴).

- روی (Zn)

میانگین مقدار روی در همه نمونه های مقاطع لیتوژئوشیمیایی خیلی پایین می باشد فقط در یک نمونه در کمر بالای زیرافق دوم میزان بالایی را نشان داده است (شکل ۷-۱۵) و بیشترین همبستگی مثبت را با لیتیم و بیشترین همبستگی منفی را با باریت نشان می دهد (جدول ۷-۴).

- نیکل (Ni)

میانگین مقدار نیکل در کل نمونه های مقاطع لیتوژئوشیمیایی خیلی پایین بوده فقط در یک نمونه در کمر پایین زیرافق اول به میزان 39 ppm مشاهده شده است (شکل ۷-۱۵).

- کبالت (Co)

میانگین مقدار کبالت در همه نمونه های مقاطع لیتوژئوشیمیایی بسیار کم بوده و 5 ppm می باشد (شکل ۷-۱۵).

- آهن (Fe)

همان طور که در مقاطع لیتوژئوشیمیایی مشخص است. در واحدهای سنگی کمر پایین لایه های باریتی، مقدار آهن زیاد می شود (شکل ۷-۱۵). آهن، منیزیم، آلومینیم، منگنز، فسفات و لیتیم از جمله

عناصری هستند که در کانسنگ لایه‌ای- نواری باریتی هر سه زیرافق تقریباً وجود ندارند ولی در کمرباطین و کمربالای زیرافق‌ها در رخساره‌های مختلف مشاهده می‌شوند. بالاترین عیار آهن در کمرباطین زیرافق دوم حتی به ۶ درصد نیز می‌رسد و بیشترین همبستگی مثبت را با وانادیم نشان می‌دهد (جدول ۷-۴).

- منگنز (Mn)

همانطور که در مقاطع لیتوژئوشیمیایی شکل (۷-۱۵) نشان داده شده است، منگنز نیز در زیرافق‌های کانه‌دار همراه و شبیه با آهن افزایش یا کاهش پیدا می‌کند و در کمرباطین و بالای زیرافق‌های معدنی میزان آن افزایش یافته و در بخش چینه‌سان وجود ندارد. منگنز با کلسیم و آهن همبستگی مثبت نشان می‌دهد (جدول ۷-۴).

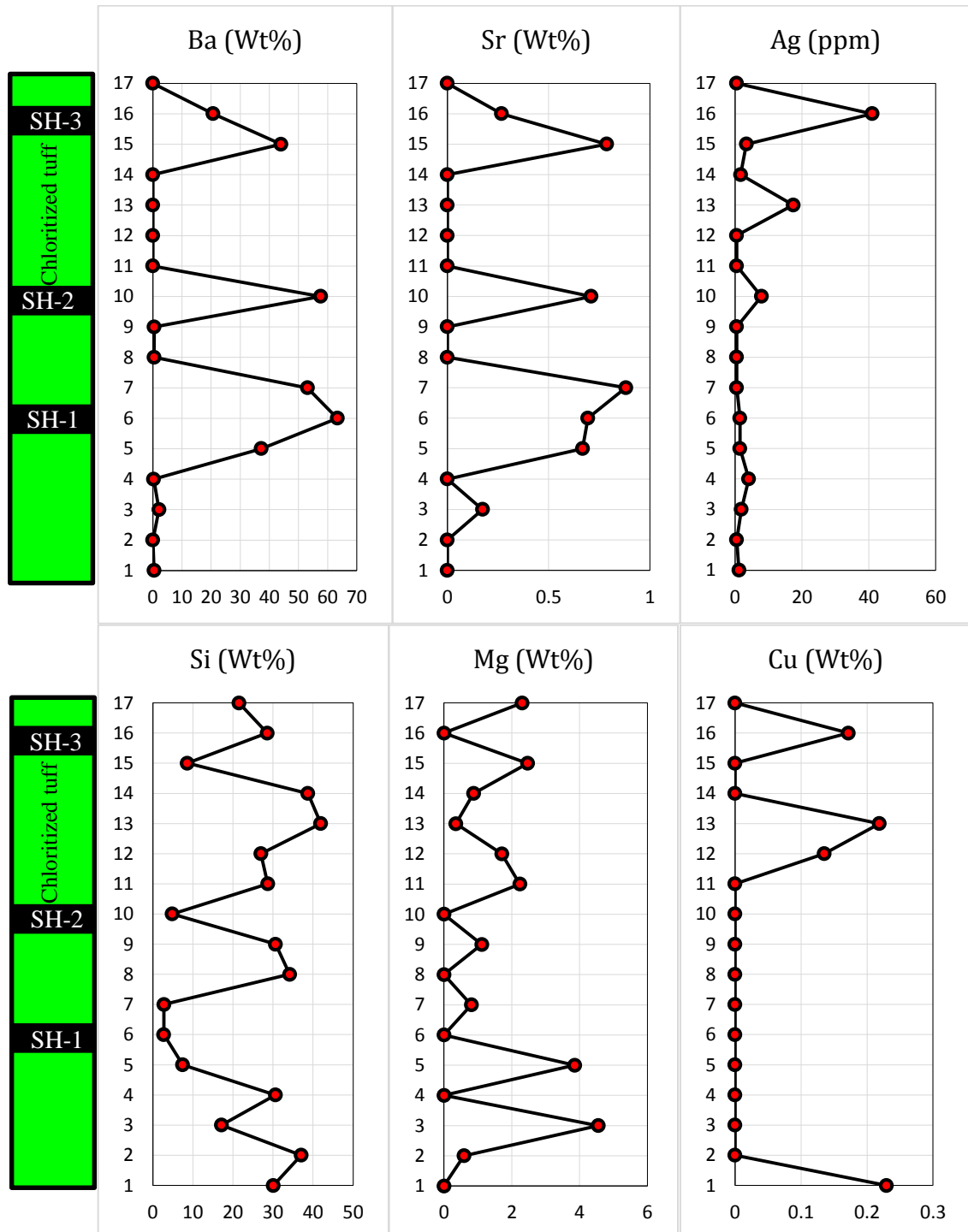
- آلومینیوم (Al)

میانگین مقدار آلومینیوم در کل نمونه‌های مقاطع لیتوژئوشیمیایی حدود ۳ درصد است (شکل ۷-۱۵). بیشترین همبستگی مثبت را با سیلیس، آهن، تیتانیوم، فسفر و وانادیم و بیشترین همبستگی منفی را با استرانسیم نشان می‌دهد (جدول ۷-۴).

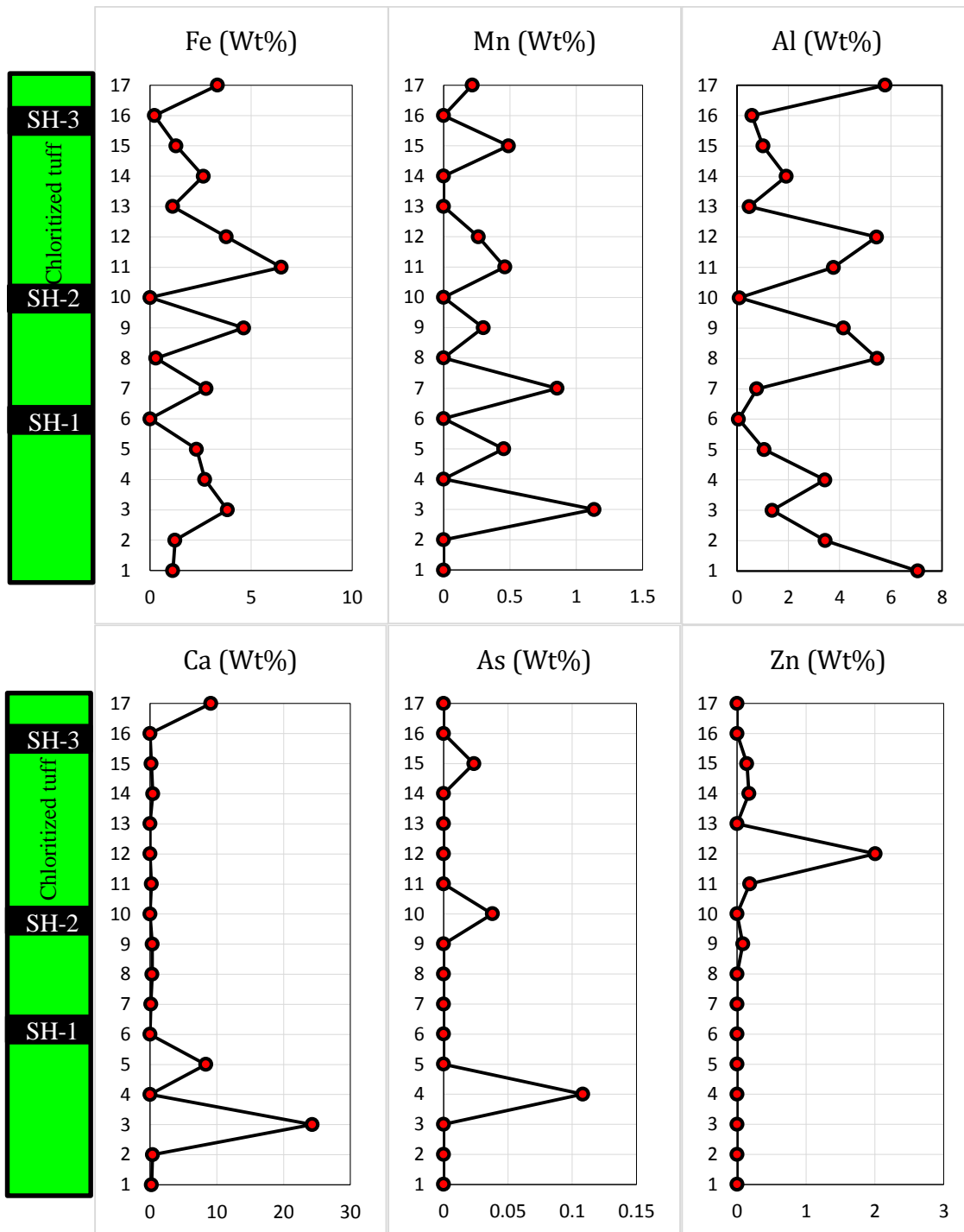
- منیزیم (Mg)

بیشترین میزان منیزیم در نمونه‌های مقطع لیتوژئوشیمیایی در کمرباطین زیرافق اول قرار دارد که میزان آن حتی به ۵ درصد می‌رسد (شکل ۷-۱۵). و بیشترین همبستگی مثبت را با منگنز و آهن و به مقدار کمتری با کلسیم و لیتیم و بیشترین همبستگی منفی را با سرب نشان می‌دهد (جدول ۷-۴). باریم و استرانسیم با هم همبستگی مثبت اما با مس، سرب، روی، منیزیم، سیلیس، آلومینیم و نقره همبستگی منفی نشان می‌دهند این همبستگی به شرایط Eh و pH محیط بستگی دارد به این صورت که باریم و استرانسیم در شرایط اکسیدی ولی مس به همراه سرب، روی، منیزیم، آلومینیم، سیلیس،

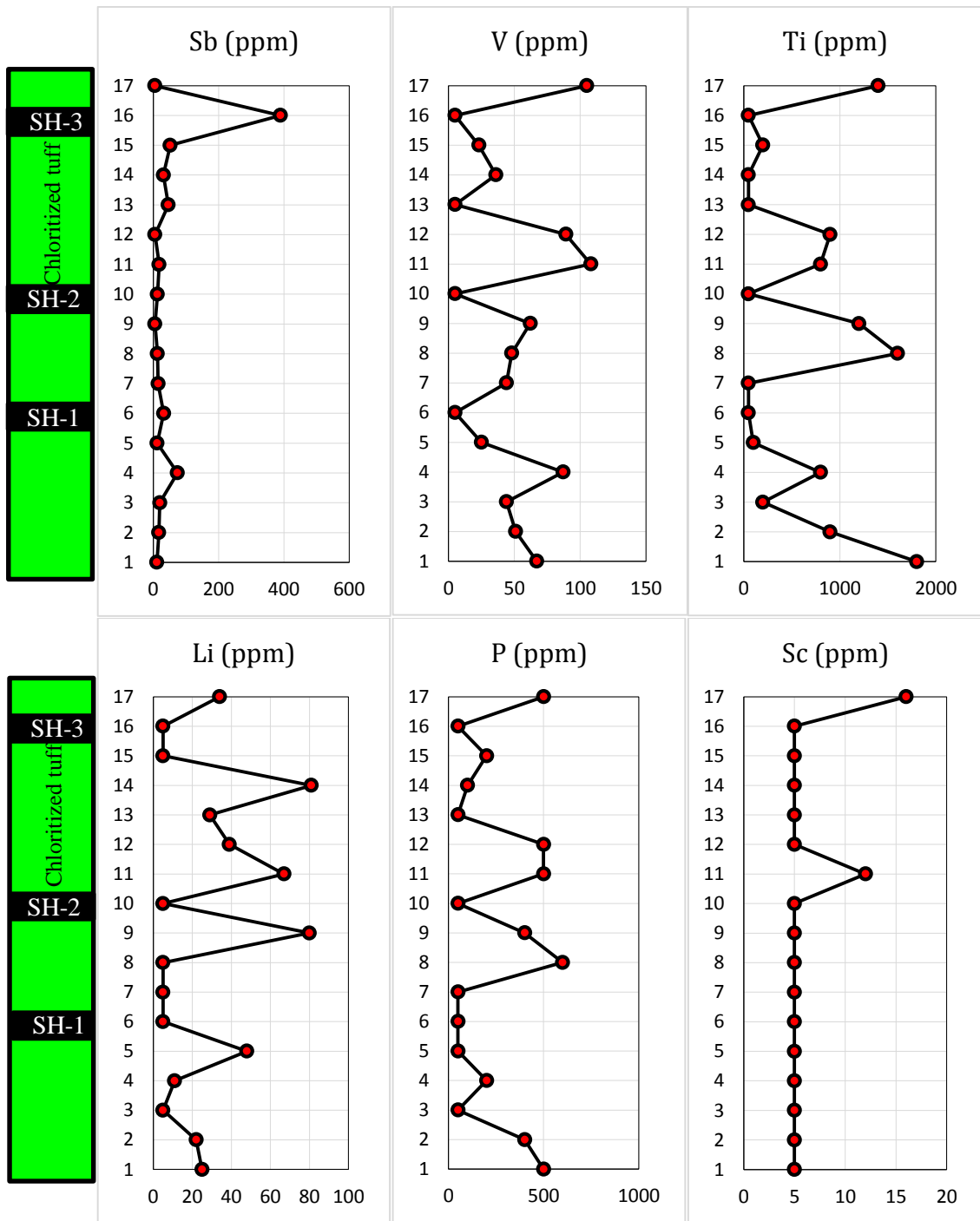
لیتیم و نقره در شرایط احیایی ته‌نشست می‌کنند. همچنین باریم و سرب باهم همبستگی منفی نشان می‌دهند که بصورت لایه‌های متناوب باریت و گالن در بخش چینه‌سان کانسار ورندان تشکیل شده‌اند.



شکل ۷-۱۵- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار باریت ورندان. بر اساس داده‌های XRF. شماره‌های عمودی براساس جدول انواع آنالیزها (۳-۷) می‌باشد (زیرافق اول = SH-1، زیرافق دوم = SH-1 و زیرافق سوم = SH-1).



ادامه شکل ۷-۱۵



ادامه شکل ۷-۱۵

جدول ۷-۴- ضریب همبستگی بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در کانسار ورندان

		Mg (%)	Al (%)	Si (%)	Mn (%)	Fe (%)	Cu (%)	Zn (%)	Pb (%)	Ca (%)	Ba (%)	Sr (%)	Ti (%)	P (%)	V (%)	Li (%)	Sb (%)
Mg (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	1															
Al (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.30 .23	1														
Si (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.06 .79	.70* * .00	1													
Mn (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.77** .00	.24 .35	-.25 .32	1												
Fe (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.66** .00	.80* * .00	.54* .02	.52* .03	1											
Cu (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	-.22 .38	.07 .76	.37 .14	-.28 .27	.05 .82	1										
Zn (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.47 .05	.31 .21	.23 .36	.38 .12	.36 .15	.03 .88	1									
Pb (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	-.41 .09	-.22 .38	.17 .50	-.38 .13	-.18 .47	.54* .02	-.15 .56	1								
Ca (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.58* .01	.46 .06	.07 .77	.54* .02	.51* .03	-.45 .06	-.04 .87	-.50* .03	1							
Ba (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	-.36 .14	-.58* * .01	-.74** ** .00	.07 .77	-.50* * .04	-.19 .45	-.37 .13	.22 .38	-.09 .72	1						
Sr (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	-.06 .80	- .74* * .00	- .84* * .00	.23 .37	- .48* * .04	-.21 .40	-.27 .28	.05 .82	-.04 .86	.86* * 1						
Ti (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.04 .85	.84** ** .00	.53* * .02	.13 .60	.44 .07	-.02 .93	.18 .47	-.17 .50	.31 .22	-.44 .07	- .68* * .00	1				
P (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.08 .75	.81** ** .00	.55* * .02	.07 .76	.41 .09	.00 .99	.39 .11	-.18 .47	.21 .40	-.55* * .02	-.73** ** .00	.93** ** .00	1			
V (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.40 .11	.88** ** .00	.38 .12	.44 .07	.73** ** .00	-.23 .35	.35 .16	-.48 .05	.52* * .02	-.47 .05	-.57* * .01	.79** ** .00	.75** ** .00	1		
Li (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	.49* .04	.51* * .03	.51* * .03	.17 .51	.54* * .02	.09 .73	.49* * .04	-.17 .49	.26 .31	-.68** ** .00	-.64** ** .00	.32 .19	.41 .10	.45 .06	1	
Sb (%)	Pearson Correlation Sig. (2-tailed)	-.38 .12	-.38 * .12	.04 .85	-.42 .08	-.18 .46	-.23 .36	-.23 .37	.49* * .04	-.43 .07	.27 .28	.305 .23	-.50* * .03	-.48* * .04	-.54* * .02	-.43 .08	1

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* . Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

جدول ۷-۵- نتایج آنالیز شیمیایی ICP-OES و XRF زیرافق‌های کانه‌دار کانسار روندان

شمار نمونه	Ag (ppm)	As (ppm)	Be (ppm)	Cd (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	La (ppm)	Li (ppm)	Sb (ppm)
F-Q-V-01	0.5	5	0.5	1.5	31	20	5	10	24	34	5
F-Q-V-02	41	273	0.5	3.9	5	5	5	1945	5	5	390
F-Q-V-03	3.4	40	0.5	3.3	5	5	5	461	5	5	52
F-Q-V-04	1.7	27	0.5	3	14	12	5	188	5	81	31
F-Q-V-05	17.4	12	2.9	2.8	30	5	5	1818	14	29	46
F-Q-V-06	0.5	5	0.5	10	5	13	5	1386	5	39	5
F-Q-V-07	0.5	18	0.5	2.3	23	25	5	240	5	67	18
F-Q-V-08	7.9	5	0.5	1.6	5	5	5	23	5	5	13
F-Q-V-09	0.5	5	0.5	12.6	5	16	5	5	5	80	5
F-Q-V-10	0.5	5	0.5	1.4	5	5	5	59	5	5	13
F-Q-V-11	0.5	46	0.5	20.6	5	28	5	967	5	5	15
F-Q-V-12	1.5	12	0.5	0.5	5	5	5	35	5	5	32
F-Q-V-13	1.5	18	0.5	0.5	5	9	5	127	10	48	12
F-Q-V-14	4.1	2282	0.5	0.5	15	20	5	568	5	11	74
F-Q-V-15	1.9	40	0.5	0.5	20	18	5	49	21	5	20
F-Q-V-16	0.5	13	0.5	0.5	10	11	5	5	5	22	17
F-Q-V-17	1.2	48	0.5	2	5	15	5	1750	5	25	11

ادامه جدول ۵-۷

شماره نمونه	Mn (ppm)	Mo (ppm)	Na (%)	Ni (ppm)	P (%)	Pb (ppm)	Sc (ppm)	Sr (ppm)	Ti (%)	V (ppm)	Y (ppm)	Zn (ppm)
F-Q-V-01	1957	0.5	0	5	0.05	258	16	182	0.14	105	12	296
F-Q-V-02	5	0.5	0.005	5	0.005	0	5	1013	0.005	5	5	91
F-Q-V-03	3546	0.5	0.005	5	0.02	768	5	0	0.02	23	5	576
F-Q-V-04	1256	0.5	0.005	5	0.01	870	5	121	0.005	36	5	0
F-Q-V-05	333	2.7	0.005	5	0.005	0	5	11	0.005	5	5	855
F-Q-V-06	2434	0.5	0.45	5	0.05	970	5	117	0.09	89	5	0
F-Q-V-07	4294	0.5	0.005	5	0.05	710	12	26	0.08	108	5	0
F-Q-V-08	30	0.5	0.005	5	0.005	794	5	583	0.005	5	5	98
F-Q-V-09	2633	0.5	0.005	5	0.04	953	5	282	0.12	62	5	853
F-Q-V-10	35	0.5	0.25	5	0.06	274	5	44	0.16	48	5	73
F-Q-V-11	5963	0.5	0.05	5	0.005	2154	5	238	0.005	44	5	944
F-Q-V-12	5	0.5	0.05	5	0.005	481	5	524	0.005	5	5	15
F-Q-V-13	3193	0.5	0.05	5	0.005	13	5	1503	0.01	25	5	294
F-Q-V-14	210	0.5	0.05	5	0.02	1485	5	49	0.08	87	5	248
F-Q-V-15	8110	0.5	0.05	5	0.005	36	5	802	0.02	44	13	362
F-Q-V-16	980	0.5	0.05	5	0.04	148	5	66	0.09	51	5	241
F-Q-V-17	161	0.5	0.27	39	0.05	4464	5	73	0.18	67	5	325

ادامه جدول ۵-۷

شماره نمونه	MgO (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)
F-Q-V-01	3.84	21.83	46.10	0.14	0	1.90	0.79	0.27	9.54
F-Q-V-02	0	2.18	61.20	0	9.88	0	0	0	0.61
F-Q-V-03	4.11	3.83	18.49	0	18.25	0	0	0.63	3.685
F-Q-V-04	1.45	7.25	82.97	0	0	0	0	0	7.53
F-Q-V-05	0.58	1.78	89.87	0	0.78	0	0	0	3.19
F-Q-V-06	2.83	20.57	57.86	0.15	0.18	1.57	0.59	0.33	10.79
F-Q-V-07	3.72	14.22	61.50	0.22	0	0.16	0.48	0.595	18.54
F-Q-V-08	0	0.32	10.44	0	23.53	0	0	0	0
F-Q-V-09	1.85	15.67	65.67	0.12	0.22	1.18	0.44	0.38	13.22
F-Q-V-10	0	20.65	73.24	0.14	0	2.89	0.58	0	0.83
F-Q-V-11	1.35	2.91	5.91	0	20.04	0	0	1.10	7.92
F-Q-V-12	0	0.22	5.88	0	22.32	0	0	0	0
F-Q-V-13	6.42	3.99	15.96	0	12.36	0	0	0.58	6.57
F-Q-V-14	0	12.94	65.61	0	12.43	0.12	0.35	0	7.74
F-Q-V-15	7.57	5.16	36.74	0	1.51	0	0	1.46	10.92
F-Q-V-16	0.98	13.02	79.36	0.10	0.15	2.03	0.28	0	3.52
F-Q-V-17	0	26.63	64.49	0.18	0.20	2.15	0.72	0	3.21

ادامه جدول ۵-۷

شماره نمونه	CuO (%)	ZnO (%)	Na ₂ O (%)	PbO (%)	CaO (%)	BaO (%)	SrO (%)	Ar ₂ O ₃ (%)	ZrO ₂ (%)
F-Q-V-01	0	0	2.75	0	12.77	0	0	0	0
F-Q-V-02	0.21	0	0	2.46	0	23.10	0.31	0	0
F-Q-V-03	0	0.176	0	0.403	0.258	49.16	0.93	0.06	0
F-Q-V-04	0	0.21	0	0	0.56	0	0	0	0
F-Q-V-05	0.27	0	0	3.50	0	0	0	0	0
F-Q-V-06	0.16	2.50	2.40	0	0	0	0	0	0
F-Q-V-07	0	0.22	0	0	0.29	0	0	0	0
F-Q-V-08	0	0	0	0.420	0	64.33	0.84	0.10	0
F-Q-V-09	0	0.10	0	0.10	0.45	0.52	0	0	0
F-Q-V-10	0	0	0.74	0	0.41	0.486	0	0	0
F-Q-V-11	0	0	0	0	0.17	59.31	1.04	0	0.21
F-Q-V-12	0	0	0	0	0	70.74	0.82	0	0
F-Q-V-13	0	0	0	0	11.69	41.61	0.79	0	0
F-Q-V-14	0	0	0	0.15	0	0.34	0	0.28	0
F-Q-V-15	0	0	0	0	34.01	2.38	0.20	0	0
F-Q-V-16	0	0	0	0	0.52	0	0	0	0
F-Q-V-17	0.28	0	0.74	0.59	0.29	0.47	0	0	0

۷-۴- شیمی انواع کلریت‌ها بر اساس روش الکترون میکروپروب (EPMA)

۷-۴-۱- مقدمه

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

الکترون میکروپروب روشی تمام کیفی و تمام کمی است که قادر است بدون تخریب نمونه، حجم بسیار کوچکی (در حد میکرونی) از نمونه را با حساسیت حدود ppm آنالیز کند. این دستگاه را می‌توان در مقایسه با دیگر میکرو آنالیزورها بعنوان دستگاهی که قادر است آنالیز با دقت و صحت بالاتری ارائه دهد، معرفی نمود. همچنین تمام عناصر جدول تناوبی از Be تا U قابل اندازه‌گیری می‌باشند. اتوماسیون کامپیوتری دستگاه و تفسیر آسان و مستقیم دستگاه سبب گردیده است که EPMA در رقابت با دستگاه‌های آنالیز مشابه از قابلیت بیشتری برخوردار باشد.

EPMA در مقایسه با سیستم‌های SEM/EDS نتایج بسیار معتبرتری بدست می‌دهد و برتری دارد که دلیل آن، خصوصیات WDS، حساسیت عمومی، آنالیز عناصر سبک و خطر تفسیر غلط از یک اسپکتروم کیفی می‌باشد. همچنین سیستم تحریک الکترونی و پایداری صفحه نگهدارنده نمونه امکان پایداری شرایط و تکرار آزمایشات را بدست می‌دهد.

۷-۴-۲- هدف و ضرورت انجام مطالعه

به دلیل بالا بودن دگرسانی کلریتی در کانسار ورندان در همه زیرافق‌ها و همچنین تفاوت در انواع آن‌ها و به علت بالا بودن نسبی عناصر اصلی و کمیاب در زیرافق سوم به دلیل شباهت نزدیک ترکیبات شیمیایی و ساختار بلوری کلریت‌ها و محتوای بسیار پایین عناصر شاخص در آن‌ها، امکان شناسایی

آنها به روش XRD، اگر نگوئیم غیر ممکن، خیلی مشکل است این ضرورت ایجاد شد که نوع کلریت‌ها و شرایط ایجاد آن مورد طبقه‌بندی و بررسی قرار بگیرند، که در این تحقیق یک نمونه از کلریت زیرافق سوم و یک نمونه از کلریت زیرافق دوم (شبه کلریت‌های زیرافق اول و چهارم) برای آنالیز میکروپروپ EPMA ارسال گردید.

۷-۴-۳- نتایج آنالیز EPMA

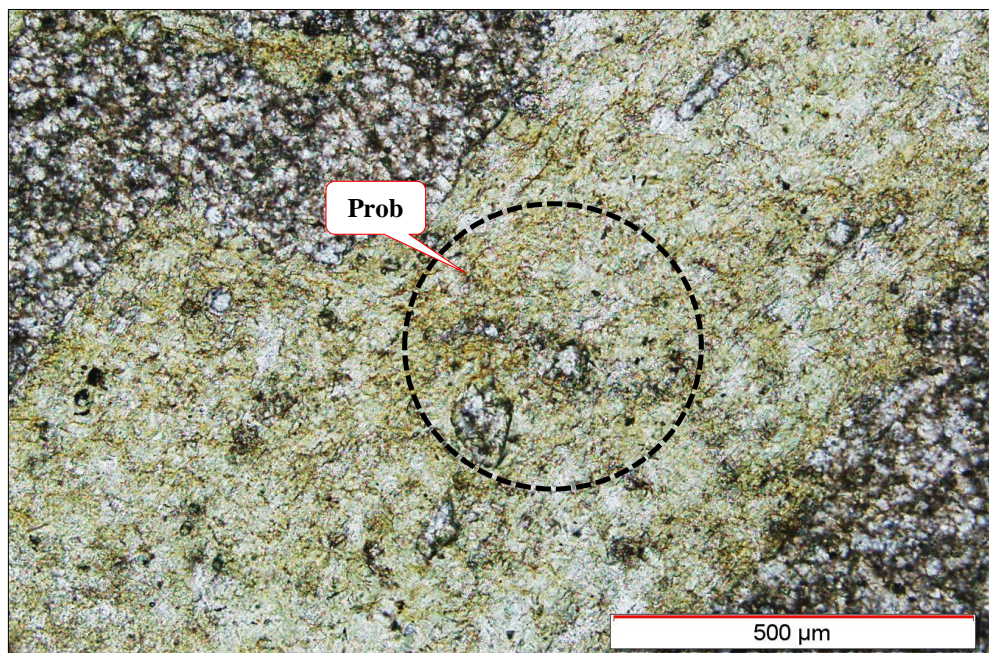
برای تشخیص ترکیب شیمیایی و شناسایی کانی‌های موجود در کانسنگ، از رخساره‌های استرینگر زیرافق دوم و سوم، ۲ نمونه به کمک دستگاه الکترون میکروپروپ مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت که نتایج آنالیز این ۲ نمونه در زیر به تفکیک می‌آید:

- نمونه (A) با شماره 2-G-15

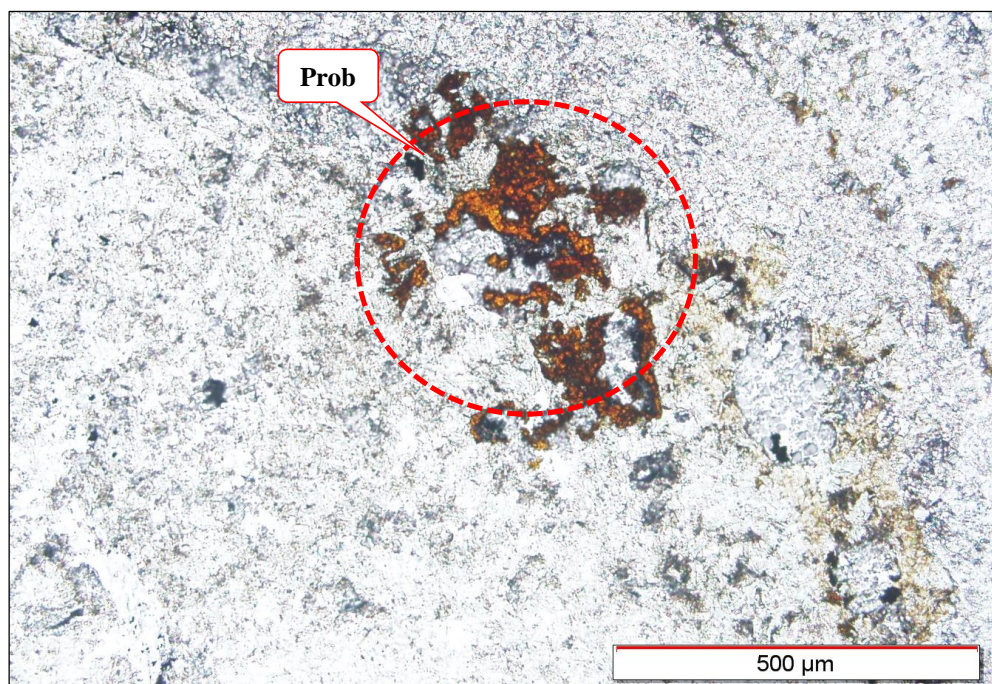
این نمونه از رخساره استرینگر زیرافق دوم برداشت گردیده است. که یک توف کاملاً کلریتی شده می‌باشد که رگه-رگچه‌های سیلیسی در آن نیز وجود دارند و مقداری برشی شده‌اند که سیمان آن‌ها از باریت و به مقدار کمتری سیلیس می‌باشد. که در شکل‌های (۷-۱۶) و (۷-۱۸) و جدول (۷-۷) مشاهده می‌گردد، انجام آنالیز EPMA بر روی این نمونه منجر به میزان درصد اکسیدهای اصلی این کلریت شده که در ادامه نوع آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

- نمونه (B) با شماره 3-K-25

این نمونه از رخساره استرینگر زیرافق سوم برداشت گردیده است. همان‌طور که در شکل (۷-۱۷) و (۷-۱۸) و جدول (۷-۸) مشاهده می‌گردد، انجام آنالیز EPMA بر روی این نمونه منجر به شناسایی میزان درصد اکسیدهای اصلی این کلریت شده که در ادامه نوع آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۷-۱۶- نمونه (A) با شماره 2-G-15، کلریت علامت گذاری شده در شکل برای آنالیز الکترون میکروپروپ (EPMA)



شکل ۷-۱۷- نمونه (B) با شماره 3-H-17، کلریت علامت گذاری شده در شکل برای آنالیز الکترون میکروپروپ (EPMA)

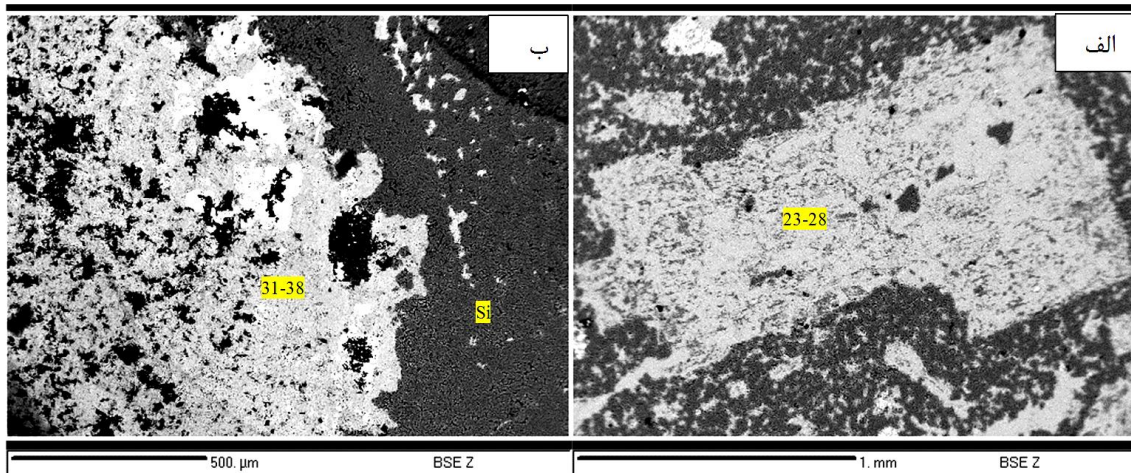
۴-۴-۷- جمع‌بندی از آنالیزها و نمونه‌ها الکترون میکروپروپ

نتایج آنالیز نمونه (A) با شماره (2-G-15) (قرار گرفته در رخساره استرینگر زیرافق دوم) و نمونه (B) با شماره (3-H-17) (قرار گرفته در رخساره استرینگر زیرافق سوم) نشان داد که دو نوع کلریت با میزان متفاوتی از آهن و منیزیم وجود دارد (شکل ۷-۱۸).

تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) کانی‌های موجود در نمونه‌ها (اعداد روی تصاویر الکترونی نشانگر نقاط آنالیز هستند که نتایج آنالیز شیمیایی آنها در جدول ارائه شده است).

جدول ۶-۷- راهنمای علائم اختصاری و نشانه‌های روی اشکال در مطالعه الکترون میکروپروپ

علائم	نام
Si	سیلیس
→	مسیر آنالیز
1-2	نقاط آنالیز



شکل ۷-۱۸- الف- تصویر مربوط به نمونه شماره 2-G-15 که آنالیز الکترون میکروپروپ (EPMA) پروپ بر روی آن انجام شده است (اعداد محل آنالیزها را نشان می‌دهد (جدول ۷-۵). ب- تصویر مربوط به نمونه شماره 3-K-25 که آنالیز الکترون میکروپروپ بر روی آن انجام شده است. اعداد محل آنالیزها را نشان می‌دهد (جدول ۷-۸).

جدول ۷-۷- ترکیب شیمیایی نقاط مقطع 2-G-15 به روش الکترون میکروپروپ (EPMA) برحسب درصد وزنی

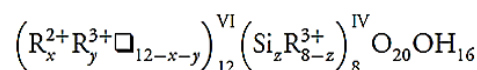
Point.No	F	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Total
23 / 1.	0	0	0.14	7.10	0.11	1.07	39.27	0	25.23	0	27.04	0.01	100
24 / 1.	0	0	0.05	7.33	0.076	0.94	37.62	0	25.75	0	28.19	0.01	100
25 / 1.	0	0.04	0.22	6.69	0.10	0.99	38.39	0	25.26	0	28.24	0.04	100
26 / 1.	0	0.02	0.18	7.16	0.10	0.99	37.95	0.01	25.47	0	28.06	0.02	100
27 / 1.	0	0.05	0.09	7.17	0.11	1.03	38.49	0	25.26	0	27.72	0.04	100
28 / 1.	0	0.11	0.16	7.18	0.078	1.02	37.50	0	25.85	0	28.04	0.03	100

جدول ۷-۸- ترکیب شیمیایی نقاط مقطع 3-K-25 به روش الکترون میکروپروپ (EPMA) برحسب درصد وزنی

Point.No	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
30 / 1.	0.17	0	16.00	24.07	0.17	5.79	0.039	0	53.73	0	0	100
31 / 1.	0.05	0.01	5.68	0.11	1.02	40.47	23.99	0.01	28.60	0.02	0	100
32 / 1.	0.13	0	6.39	0.11	0.98	39.83	23.34	0	29.16	0.01	0	100
33 / 1.	0	0.02	6.67	0.06	0.97	41.08	24.34	0.01	26.80	0	0	100
34 / 1.	0.03	0.01	6.32	0.07	1.12	41.48	24.30	0	26.60	0.03	0	100
35 / 1.	0.01	0.022	6.23	0.07	1.01	40.39	24.45	0.01	27.74	0.02	0.02	100
36 / 1.	0.07	0.01	6.36	0.06	0.99	41.27	23.58	0	27.62	0	0	100
37 / 1.	0.08	0.01	5.32	0.06	0.88	40.40	25.88	0	27.32	0	0	100
38 / 1.	0.05	0.02	6.27	0.07	1.02	41.35	24.45	0	26.68	0.05	0	100

۷-۴-۵- شیمی کلریت و تعیین نوع آنها

مطالعات الکترون میکروپروپ (EPMA) بر روی کلریت‌ها در رخساره رگه- رگچه‌ای (استرینگر زون) از موضوعاتی هست که مورد توجه محققین می‌باشد، بهترین و جدیدترین مثال برای این نوع تحقیقات (Belkibir et al., 2008) می‌باشد. تنوع ترکیبی در کلریت به قرار گرفتن در حالت اکتاهدرال و تتراهدرال مربوط می‌شود. (Zane et al., 1998). بنابراین، فرمول کلی آن:



سطوح اکتاهدرال به صورت دو نوع رخ می‌دهند: در لایه های ۱:۲ و یا در بین لایه ها ورقه هیدروکسیدی می‌باشد.

طبقه‌بندی‌های شیمیایی- کریستالی مختلف، توسط (a.o. Tschermak, 1890, 1891; Orcel, 1926; Orcel et al., 1950; Winchell, 1936; Serdyuchenko, 1953; Hey, 1954; Brindley and Gillery,

(1956; Lapham, 1958; Foster, 1962; Fleischer, 1971), ارائه شده است که همه آنها بر اساس

ترکیب شیمیایی و یا خاصیت فیزیکی کلریت انتخاب شده‌اند.

دسته‌بندی‌های جدیدتر برای کلریت‌های تری اکتاهدرا ل تو سبط (1975) Bayliss انجام گرفته است. که تو سبط کمیسیون AIPEA فهرست علائم و اختصارات پذیرفته شده است (Bailey, 1980). این مفهوم اجازه می‌دهد به طبقه‌بندی کلریت با توجه به کاتیون دو ظرفیتی غالب هشت وجهی خود. مفهوم مشابه تو سبط (1991) Weiss and Weiss (1990) مورد استفاده قرار گرفت که در طبقه‌بندی آنها، نه فقط از نظر شیمی کلریت، بلکه برخی از جنبه‌های ساختاری مانند فضای دارای هشت وجهی به کار رفته است. آنها سه زیر گروه کلریت بسته به دارای نسبت‌های پر و خالی موقعیت هشت وجهی در نظر گرفته‌اند که در این تحقیق از لحاظ ساختاری به کلریت‌ها پرداخته نمی‌شود، بلکه از لحاظ شیمیایی مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرند.

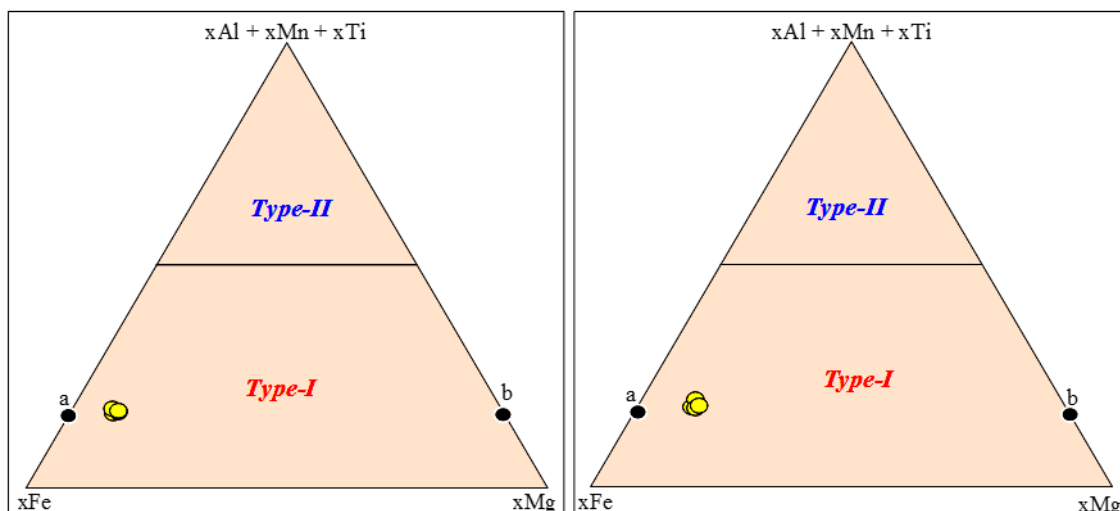
در مجموع براساس داده‌های شیمیایی و کمک از نظر ساختاری کلریت‌ها در حالت اول به دو نوع اصلی دسته‌بندی می‌شوند:

- ۱- نوع I: مجموع آهن و منیزیم آنها بیشتر از مجموع آلومینیم و دیگر عناصر باشد
- ۲- نوع II: مجموع آلومینیم و دیگر عناصر (منگنز و تیتانیوم) آنها بیشتر از مجموع آهن و منیزیم باشد

و در دسته‌بندی دیگر به سه نوع تقسیم شده‌اند:

- ۱- کلریت آهن‌دار (Fe-chlorite)
- ۲- کلریت منیزیم‌دار (Mg-chlorite)
- ۳- کلریت آلومینیم‌دار (Al-chlorite)

باتوجه به این تحقیقات هر دو نوع کلریت کانسار ورندان در محدوده کلریت‌های نوع اول و غنی از Fe قرار می‌گیرند و به قطب کلریت نوع کلینوکلر خیلی نزدیک‌تر هستند (شکل ۷-۱۹).

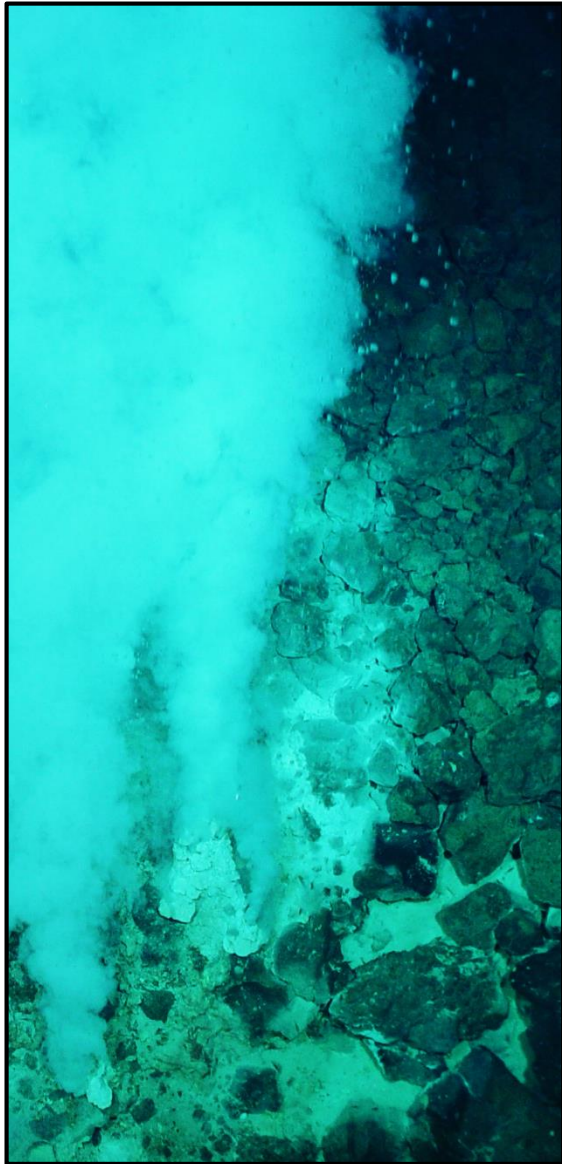


شکل ۷-۱۹-الف- نمودار مربوط به نمونه شماره 2-G-15 و ب- نمودار مربوط به نمونه شماره 3-K-25 که هردوی آنها در محدوده نوع اول و غنی از آهن قرار گرفته‌اند بر اساس (Bailey, 1980). a = Clinocllore, b = Chamosite.

۷-۵- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری کلی از مطالعات ژئوشیمی

طبق مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته بر روی نمونه‌های توده نفوذی منطقه جهت سنگ‌شناسی و تعیین محیط تکتونیکی نشان می‌دهند که جنس توده نفوذی گرانیت تا گرانودیوریت می‌باشد و ماهیت آن کالکوالکان و محیط تکتونیکی پشت کمان قاره‌ای مرتبط با فرورانش می‌باشد و طبق مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته در منطقه ورندان بر روی زیرافق‌های کانسار ورندان تمام رخساره-های زیرافق سوم نسبت به دیگر زیرافق‌های معدنی بالاترین عیار عناصر کمیاب را از خود نشان می‌دهد. کانسنگ اصلی رخساره لایه‌ای-نواری زیرافق اول و دوم، باریتی بوده، اما زیرافق سوم دارای کانسنگ اصلی سیلیسی می‌باشد. سرب در رخساره لایه‌ای نواری زیرافق سوم به همراه کانسنگ سیلیسی این رخساره وجود ندارد، اما در رخساره لایه‌ای-نواری زیرافق اول و دوم در ساختمان گالن و بصورت متناوب با لایه‌های باریتی قرار دارد. آر سنیک تنها در نمونه مجموعه دهانه-ای زیرافق اول به میزان خیلی زیادی افزایش یافته است. طبق مطالعات ژئوشیمیایی الکترون میکروپروپ بر روی دو نوع کلریت در زیر زیرافق‌های معدنی ۲ و ۳ نشان می‌دهد که این نوع کلریت‌ها در رده‌های کلریت غنی از آهن و نوع I قرار می‌گیرند و به قطب کلریت نوع کلینوکلر خیلی نزدیک‌تر هستند.

فصل هشتم: بحث و نتیجه گیری و الگوی تشکیل



BLACK AND WHITE SMOKER IN VMS DEPOSIT
(GLASBY ET AL., 2008)

- مقدمه
- مختصری از شواهدی بر دست آمده در کانساروزندان
- شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانساروزندان
- محیط تکنیکی کانسارهای مورد مطالعه
- الگوی پیدایش مدل زمینگی تشکیل کانساروزندان
- طبقه بندی کلی ذخایر سولفید توده ای آتشفشانزاد (VMS)
- شباهت های کانسارهای با انواع تیپ های کانسارهای VMS
- مقایسه کانساروزندان با کانسارهای سولفید توده ای (تیپ کورکو)
- شواهد ژئوشیمیایی و دست بندی کانساروزندان از لحاظ نوع کانسار تیپ کورکو
- تیپ و جایگاه کانساروزندان
- بازسازی حوضه آتشفشان - رسوبی جنوب غرب قمصر و جایگاه کانسارهای منطقه
- نتیجه گیری کلی و پیشنهادات اکتشافی

Chapter8: Conclusion, pattern formation, type of mineralization and exploration offers

۸-۱- مقدمه

در این فصل بر مبنای نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (پتروگرافی و کانی‌شناسی) و داده‌های حاصل از مطالعات سیالات درگیر و ژئوشیمیایی و ...، ابتدا به ارائه الگو و مدل تشکیل برای این نوع کانه‌زائی و مقایسه آن با تیپ‌های کانه‌زائی مشابه در جهان پرداخته شد و سپس پیشنهاداتی جهت کارهای اکتشافی و تحقیقاتی تکمیلی بعدی ارائه می‌گردد. اما قبل از آن اشاره مختصری به شواهد زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی میزبان، محیط تکتونیکی، شکل ماده معدنی، دگرسانی، عیار و تناژ و ... داشته و سرانجام تقسیم‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد و تیپ‌های مختلف کانساری آن آورده می‌شود و جایگاه کانه‌زائی باریت-سرب-مس سولفید توده‌ای ورندان را در این تقسیم‌بندی مشخص خواهیم نمود.

۸-۲- مختصری از شواهد مشاهده شده در کانسار ورندان

۸-۲-۱- سنگ میزبان و همراه

سنگ‌های میزبان و همراه در کانسارهای مورد مطالعه واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن می‌باشند که از پایین به بالا از دو واحد اصلی تشکیل شده‌اند:

واحد (I): E_5^t : توف سیلیسی خاکستری و سبز رنگ، توف برش، شیل، مارن و سنگ‌های آذرآواری (حاوی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد سنگ‌های رسوبی تخریبی) که میزبان کانسار ورندان و دره‌امروود تپه‌سرخ می‌باشد. کانسار ورندان در واحد ۱ ($Unit^1$) توالی میزبان که شامل: توف سیلیسی خاکستری و سبزرنگ، توف برش می‌باشد رخ داده است. ترکیب سنگ شناختی شبیه واحد ۱ ($Unit^1$) در توالی آتشفشانی-رسوبی حوضه هوکورکو در ژاپن نیز دربردارنده ذخایر باریت-سرب-مس می‌باشد. این

ترکیب سنگ شناختی در ژاپن را مربوط به مرحله همزمان با حوضه پشت کمانی دانسته‌اند (Laznicka, 2006).

واحد (II): E_6^y : آذرآواری ها و گدازه های آندزیت- بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت همراه با سنگهای آتشفشانی- رسوبی نومولیت دار، آهک (حاوی حدود ۵ تا ۱۰ درصد سنگ‌های رسوبی تخریبی) که میزبان کانسار دره می‌باشد.

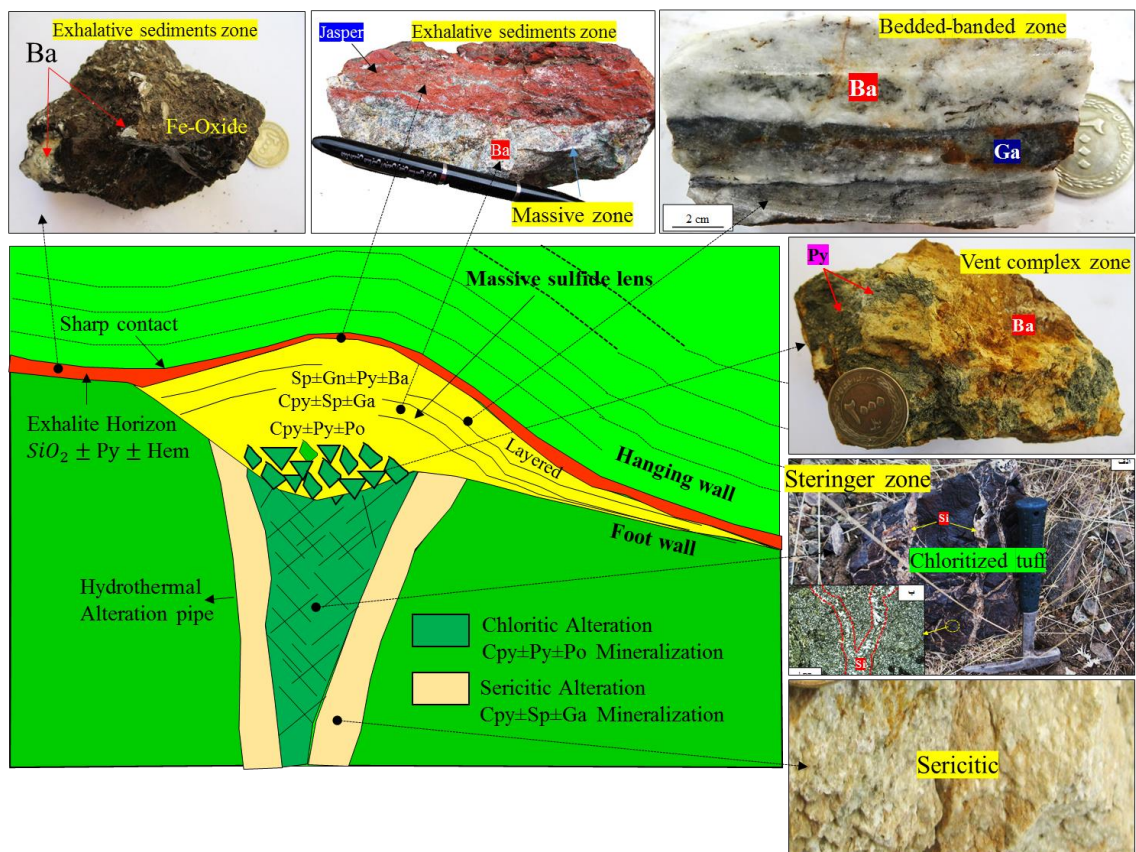
۸-۲-۲- شکل هندسی ماده معدنی

بر اساس مشاهدات، ماده معدنی بصورت پیکره‌های لایه‌ای شکل و بصورت همخوان و همروند با لایه‌بندی سنگ‌های درونگیر رخ داده‌است. این پیکره‌ها که دارای ضخامت متغیر از ۰/۵ تا ۳ متر و طول ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر می‌باشند دچار چین خوردگی و گسل خوردگی شده‌اند. شکل کانه‌زائی در کانسار ورندان بصورت لایه‌ای و چینه سان می‌باشد که در زیر آنها پهنه استرینگر بصورت رگه- رگچه‌ای و قطع‌کننده قرار دارد. مهمترین شکل کانه‌زائی در ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشانزاد بصورت عدسی‌های سولفیدی و باریتی توده‌ای، به حالت استراتی فورم در قسمت فوقانی ذخیره و زون استرینگر بصورت قیفی شکل در قسمت تحتانی ذخیره می‌باشد (Gemmell et al., 1998; Haninngton et al., 1999)، که در کانسارهای تیپ کروکو معمول می‌باشد و در کانسار ورندان نیز به این شکل دیده می‌شود.

۸-۲-۳- رخساره‌های کانه‌دار

بر اساس مطالعات ساخت و بافت و کانی‌شناسی هر زیرافق کانسار ورندان از ۵ رخساره کانه‌دار تشکیل شده است: ۱- رخساره لایه‌ای- نواری شامل تناوب لایه باریتی با گالن، ۲- رخساره توده‌ای و نیمه توده‌ای (این رخساره تقریباً در زیر رخساره لایه‌ای- نواری و نزدیک به مرکز خروج سیالات کانه‌ساز در کانسارهای VMS قرار دارد)، ۳- رخساره رگه- رگچه‌ای، ۴- مجموعه‌های دهانه‌ای (پیریت‌های موجود در این رخساره در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد به عنوان پیریت‌های نسل‌های بعدی شناخته

شده‌اند (Lanzinca, 2014) که در کانسار ورندان جانشین باریت شده‌اند) و ۵- رسوبات گرمابی- برون‌دومی آهن و منگنزدار. موقعیت نمونه‌های سنگی مربوط به زیرافق‌های کانسار ورندان در یک سامانه سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) در شکل ۸-۱ نمایش داده شده است. در مجموع تشکیل این رخساره‌ها ارتباط نزدیکی با محل خروج سیالات کانه‌ساز دارد (Goodfellow, 2004) و در کانسارهای سولفید توده‌ای معمول می‌باشند (e.g., Gibson and Kerr, 1998; Franklin et al., 1998; Taylor et al., 1999; Lobanov et al., 2012).



شکل ۸-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی مربوط به زیرافق‌های کانسار ورندان در یک سامانه سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)

۸-۲-۴- کانی شناسی

یکی از ویژگی‌های کانسارهای VMS وجود منطقه‌بندی از بافت، کانی و عنصر در اطراف محل خروج سیالات کانه‌ساز بطرف بخش لایه‌ای- نواری می‌باشد.

کانی‌های معدنی اصلی در کانسار ورندان شامل کانی‌های اولیه باریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت، مگنتیت و پیرولوویت و کانی‌های ثانویه کوپریت، بورنیت، مس خالص، کولیت، دیژنیت، گوتیت، هماتیت، ملاکیت و سایر اکسیدهای آهن می‌باشد. کانی‌های باطله عمدتاً شامل کلریت، سیریسیت، کوارتز و کلسیت هستند. روتیل نیز به صورت فراوان در ساختمان‌های کانی سنگ‌ساز اولیه که دگرسان شده است وجود دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی پاراژنز ماده معدنی بر حسب نوع و فراوانی کانی‌ها شامل چند نوع می‌باشد. تعداد زیادی از این کانی‌ها در کانسارهای تیپ کروکو توسط محققینی از جمله (Robert et al., 2008; Glasby et al., 2008) معرفی گردیده‌اند. همچنین در کانسار هوکروکو ژاپن سه نسل پیریت همراه با کانی زائی باریت تشخیص داده شده است (Lobanvo et al., 2012)، که پیریت‌های نسل یک، دو و سه در این کانسار به ترتیب شامل پیریت‌های فرامبوئیدال، پیریت‌های دانه پراکنده ریز و نیمه‌شکل دار تا خودشکل و پیریت خودشکل بصورت توده‌ای می‌باشد که در کانسار ورندان حداقل دو نسل پیریت شناخته شد و پیریت‌های توده‌ای در رخساره مجموعه دهانه‌ای به احتمال زیاد پیریت‌های نسل سوم در این کانسار می‌باشند اما نیاز به مطالعات بیشتری دارد.

۸-۲-۵- ساخت و بافت و منطقه‌بندی آن‌ها

ماده معدنی دارای بافت توده‌ای، نیمه توده‌ای، نواری، لامینه، دانه پراکنده و رگه- رگچه‌ای می‌باشد. بافت توده‌ای و نیمه توده‌ای به دو صورت غنی از باریت و غنی از گالن دیده می‌شود که مقداری کالکوپیریت گاهی همراه آنها می‌باشد. بافت نواری شامل تناوب نوارهای روشن (باریت) و نوارهای تیره

(غنی از گالن و پیریت یا مگنتیت) می باشد. بافت دانه پراکنده عمدتاً حاوی کالکوپیریت، پیریت و گاهی اسفالریت و گالن می باشد. بطور کلی عمومی ترین ساخت و بافت ها در کانسارهای VMS توده ای، نواری، لامینه ای، دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی می باشد (e.g., Larg, 1992; Gibson and Kerr, 1998; Franklin et al., 1998; Taylor et al., 1999). که در کانسار ورندان نیز این ساخت و بافت ها مشاهده شده است.

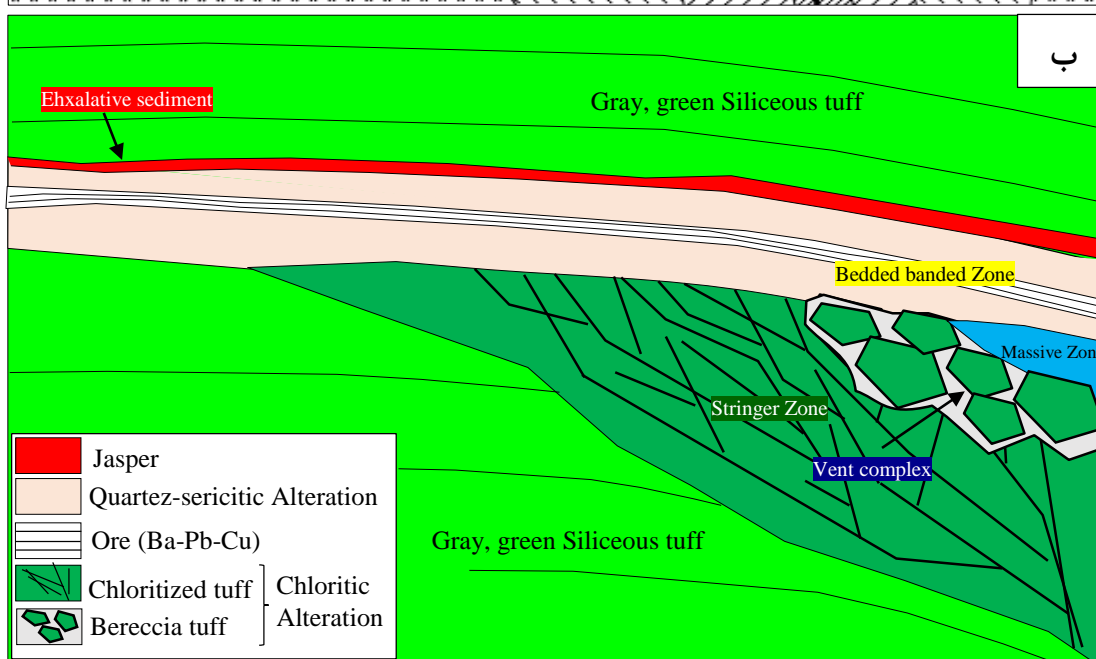
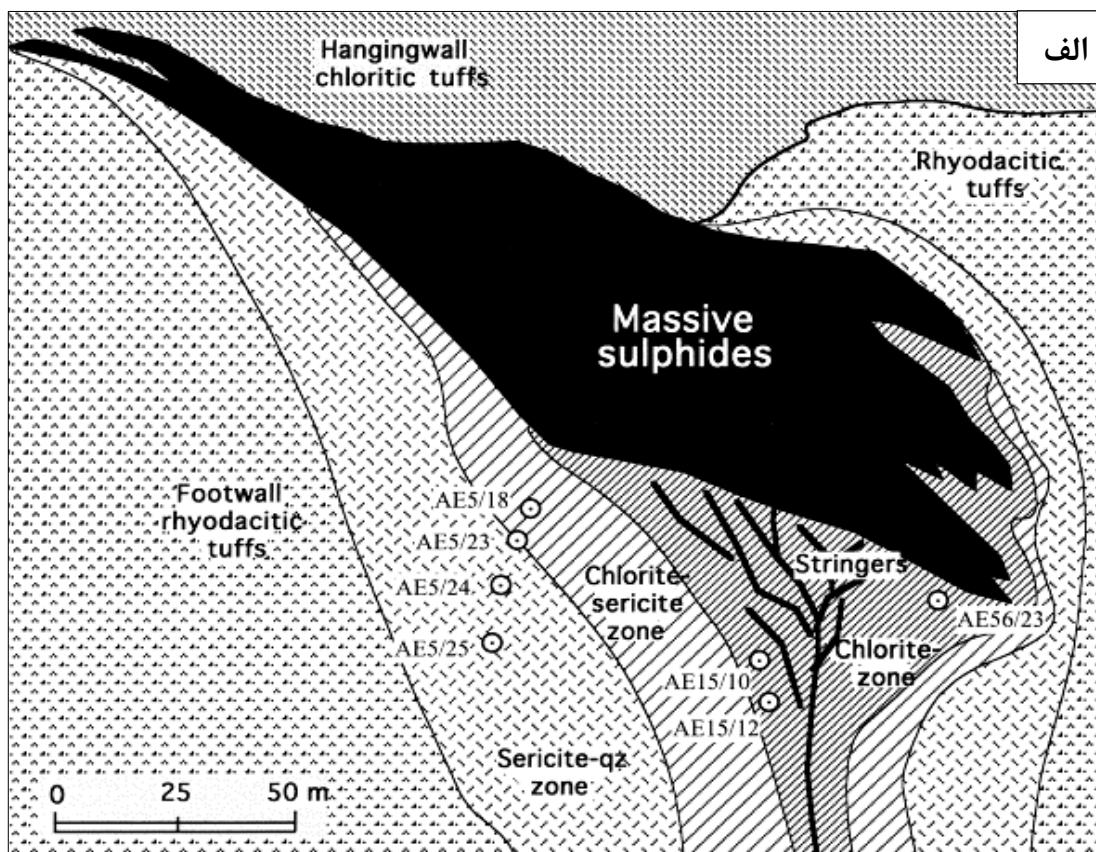
۸-۲-۶- دگرسانی و منطقه بندی آنها

دگرسانی گرمابی مؤثر بر سنگ میزبان در ذخیره های سولفید توده ای آتشفشانزاد (VMS) به طور گسترده ای مورد مطالعه قرار گرفته است. نمونه های عالی در این مورد (VMS) های کانادا با میزبانی آتشفشانی (Goodfellow, 1993, 1996; Bailes et al., 2000; Nelson et al., 2002; Gaboury et al., 2008), (Vearncombe et al., 1995; Brauhart et al., 1998; Large et al., 2001;), (Bryndzia et al., 1983; Pisutha Arnold and Ohmoto, 1983; Urabe et al., 1983; Ohmoto, 1996), (Sánchez-España, et al 2000), کانسارهای ترکیه (Cagatay, 1993)، کانسارهای گینه نو (Pašava et al., 2004)، کانسارهای پرتغال (Relvas et al., 2006) و دیگر مطالعات جدید شامل سیستم های هیدروترمالی در کف دریای امروزی توسط (Seyfried et al., 1988; Goodfellow and Peter, 1994; Doyle et al., 2003) می باشد. از این پژوهش ها به طور کلی پذیرفته شده است که دگرسانی هیدروترمال که سنگ کمربندی را احاطه کرده است در زیر کانسارهای سولفید توده ای آتشفشانزاد قرار دارد و نتیجه تعامل شدید بین آب داغ و سنگ دیواره (گردش تکاملی آب دریا) می باشد. این فرایند همزمان با شکل گیری VMS در کف دریا رخ می دهد. پهنه بندی دگرسانی گرمابی مناطق مشابه در ارتباط با کانسارهای VMS در کمربند پیریتی ایبرین (IPB) یافت شده اند. این پهنه بندی ها معمولاً به شکل هاله گسترده و محصور در اطراف بخش استوکورک در زیر بخش ماده معدنی توده ای قرار گرفته است بهترین

مثال ریوتینتو^۱، (GarcõAa Palomero, 1980; Leistel et al., 1994)، آزنالکوالار^۲ (AlmodoÂ var et al., 1998)، لازارا^۳ (Strauss et al., 1981; Toscano et al., 1993; Masa Valverde, 1994) و در بخش اسپانیای کمر بند پیریتی ایبرین الجسترل^۴ (Barriga, 1983; Barriga and Fyfe, 1998) و سالگادینو^۵ در پرتغال (Plimerand Carvalho, 1982) می باشد. این مطالعات انجام گرفته شده تغییرات کانی شناسی و تحرک پذیری عناصر اصلی و کمیاب در سنگ های دگرسان شده در کانسارهای VMS شرح می دهند که بر این اساس در واقع، کلی ترین ویژگی پدیدار شدن پهنه غنی از Fe-Mg و کاهش سدیم Na-K، در نزدیکی ماده معدنی رخ می دهد.

دگرسانی عمده در سنگ های درونگیر این کانه زائی، دگرسانی کلریتی بوده است که بصورت توف های سیلیسی کلریتی شده با رگه- رگچه های سیلیسی فراوان دیده می شوند. دگرسانی کوارتز- سرسیتی نیز بر سنگ های درونگیر اثر کرده است و در اطراف ماده معدنی وجود دارد. بطور کلی دگرسانی کوارتز- سرسیتی به میزان خفیف در عمده سنگ های توالی دیده می شود. این چنین پهنه بندی دگرسانی شبیه کانسار ورندان در کانسارهای تیپ کروکو نیز توسط محقق از جمله (Sanchez-Espana, 2000) برای کانسارهای کمر بند پیریتی ایبرین اعلام شده است (شکل ۸-۲).

۱ - Rio Tinto
۲ - AznalcoÂ llar
۳ - La Zarza
۴ - Aljustrel
۵ - Salgadinho



شکل ۸-۲-الف- مدل دگرسانی در کمربند پیریتی ایبرین در جنوب غرب اسپانیا توسط (Sanchez-Espana, 2000)،
 ب- نمایی شماتیک از زیرافق اول کانه‌زائی که در آن رخساره‌های کانه‌دار رگه- رگچه‌ای، مجموعه دهانه‌ای، توده‌ای،
 لایه‌ای- نواری مشخص است و پهنه‌های دگرسانی نیز همراه با رخساره‌های مختلف مشخص گردیده است.

۸-۲-۷- دگرشکلی

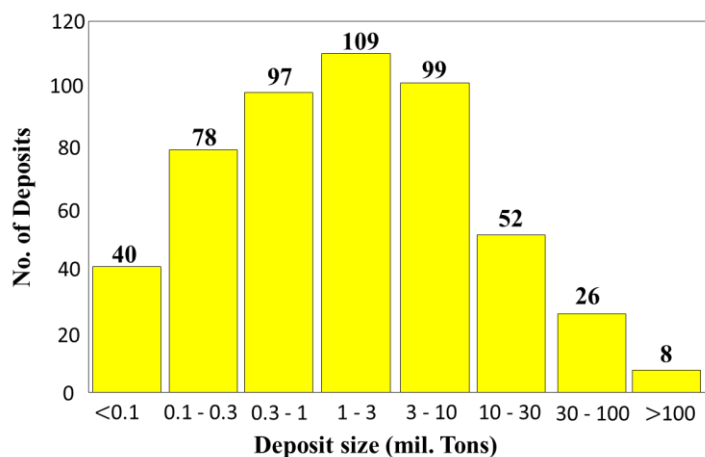
نموده‌های دگر شکلی به صورت‌های چین خوردگی، گسل خوردگی، خرد شدگی در داخل مواد معدنی و سنگ‌های میزبان آن‌ها همانند سنگ‌های توالی میزبان دیده می‌شود. رگه- رگچه‌ها چین خورده در داخل توف‌های سیلیسی کلریتی شده حاوی سولفیدها دانه‌پراکنده کم‌پایین دیده می‌شوند. بطور کلی تاریخچه دگرشکلی در ماده معدنی و سنگ‌های میزبان یکسان می‌باشد.

۸-۲-۸- عیار و تناژ

میزان ذخیره کانسارهای سولفید توده‌ای متغیر است از تعداد ۵۰۹ کانسار تقریباً بیشتر این کانسارها در محدوده عیار کمتر از ۱ تا ۳ میلیون تن قرار می‌گیرند (Ohmoto, 1996) (شکل ۸-۳). همچنین مطالعه ژئوشیمیایی افق‌های کانه‌دار در کانسارهای سولفید توده‌ای (تیپ کروکو) مورد توجه بسیاری از محققین از جمله (Robert et al., 2008; Shikazono et al., 2008; Eyuboglu et al., 2014) بوده است میزان ذخیره در این کانسارها متغیر می‌باشد، بطوری که برای این کانسارها ذخیره بطور متوسط ۵/۵ میلیون تن و میانگین ۱۴/۲ میلیون تن می‌باشد (Galley et al., 2007). در این نوع کانسارها میزان زیادی باریت وجود دارد و تناژ و عیار فلزات بصورت مثال در کانسار شمال- شرقی هونشو^۱ حوضه هوکوکو ژاپن عیار متغیر می‌باشد بطوریکه برای سرب از ۰/۲۸ تا ۲۴ درصد، مس ۱ تا ۱۰ درصد، نقره ۵ تا ۱۴۰۰ ppm و باریت ۲ تا ۴۰ درصد می‌باشد (Glasby et al., 2008). در کانسار ورندان نیز عیار فلزات متغیر و تقریباً در این محدوده‌ها قرار می‌گیرد و شبیه بعضی از این کانسارها می‌باشد که در ادامه عیار هر کدام از رخساره‌ها و افق‌ها آورده شده است. ولی از لحاظ تناژ در کانسار باریت- سرب- مس ورندان با توجه به اینکه حفاری عمقی صورت نگرفته است و امتداد کامل لایه‌ها مشخص نشده تخمین ذخیره دقیقی در مورد این کانسار وجود ندارد، اما باتوجه به مشاهدات و

۱ - Honshu

مطالعات صورت گرفته و نوع تیپ کانه‌زائی می‌توان گفت که این کانسار با توجه به دارا بودن ۴ زیرافق معدنی دارای تناژ متوسطی می‌باشد.



شکل ۸-۳- میزان ذخیره تعداد ۵۰۹ کانسار سولفید توده‌ای از (Ohmoto, 1996) بر اساس داده‌های (Muosir et al., 1983).

۸-۲-۸- میزان عیار بخش چینه‌سان (لایه‌ای- نواری و توده‌ای):

در بخش‌های چینه‌سان زیرافق سوم عیار متوسط نقره و آرسنیک، مس، آنتیموان، استرانسیم و بریلیوم به ترتیب ppm ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰، ۱۰۱۳ و ۲/۹ بوده که نسبت به زیرافق‌های اول و دوم کانسار با عیار متوسط ppm ۴/۷، ۸/۵، ۲۹، ۲۲/۵، ۵۵۳ و >۱ خیلی بالاتر می‌باشد. نقره در بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم برابر ۴۱ گرم بر تن می‌باشد که نسبت به قسمت‌های دیگر کانسار در تمام زیرافق‌ها بالاترین عیار را به خود اختصاص داده است. باریت در زیرافق سوم میزان آن ۲۳/۱۱٪، در زیرافق دوم ۶۴/۳۳٪ و در زیرافق اول ۷۰/۷۴٪ می‌باشد. در بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم عنصر سرب وجود ندارد اما در همین بخش در زیرافق اول و دوم عیار متوسط آن ppm ۴۸۷ می‌باشد. همچنین میزان باریت با سیلیس رابطه عکس دارد بطوری که از رخساره چینه‌سان زیرافق اول به سمت زیرافق سوم میزان در صد باریت کاهش و سیلیس افزایش می‌یابد. بخش چینه-سان دارای بالاترین تناژ نسبت به

دیگر بخش‌های کانسار است که در مجموع باریت با ضخامت متوسط ۰/۵ تا ۳ متر و به طول ۲۰۰ متر بصورت لایه‌های تقریباً قائم و عمق محدود وجود دارد.

۲-۸-۲-۸- میزان عیار بخش استرینگر

در بخش‌های استرینگر زیرافق سوم عیار متوسط نقره، برلیوم، مس، لیتیم، آنتیموان و مولیبدن به ترتیب (ppm ۶/۵۳، ۲/۹، ۱۱۳۰، ۴۹/۶۶، ۲۷/۳۳ و ۱/۲۳) بوده که نسبت به زیرافق‌های اول و دوم کانسار (با عیار متوسط ppm ۰/۸۵، <۱، ۳۳۰، ۱۱، ۱۴/۵ و <۱) خیلی بالاتر می‌باشد. عیار متوسط سرب در استرینگر زیرافق اول ppm ۱۵۴۹/۳۳ بوده که نسبت به استرینگر زیرافق‌های دیگر کانسار (با عیار متوسط ppm ۴۴۳/۶۶) میزان بالایی را نشان می‌دهد. عیار متوسط روی و تیتانیوم در استرینگر زیرافق دوم بالاترین عیار به ترتیب (ppm ۴۶۳ و ۰/۱۴ درصد) را نسبت به استرینگر دیگر زیرافق‌ها دارد که در استرینگر همین زیرافق مس پایین‌ترین عیار ppm ۳۲ را از خود نشان داده است.

۳-۸-۲-۸- میزان عیار بخش مجموعه دهانه‌ای

در بخش‌های مجموعه‌های دهانه‌ای زیرافق اول، عیار متوسط آرسنیک یک آنومالی شدید نسبت به سایر قسمت‌های کانسار نشان می‌دهد. عیار آرسنیک در این رخساره حدود ppm ۲۲۸۲ بوده و در زیرافق‌های دیگر عیار متوسط آن ppm ۴۰ می‌باشد.

۳-۸- شرایط فیزیکوشیمیای تشکیل کانسار و منشاء فلزات

۱-۳-۸- منشاء باریت- سرب و فلزات همراه

بطور کلی دو منشأ عمده برای فلزات نهشته‌های VMS پیشنهاد شده است: الف- منشأ از توالی کمر پایین (تا عمق بیش از ۱ کیلومتر)، این منشأ فلز ناشی از واکنش آب دریای تغییر یافته با توالی کمر پایین می‌باشد. ب- منشأ فلز و گوگرد از مواد فرار ماگمایی (Franklin et al., 2005). در کانسارهای نوع کروکو که دارای باریت و فلزات پایه می‌باشند سیالات گرمایی حاصل از نفوذ آب دریا از طریق

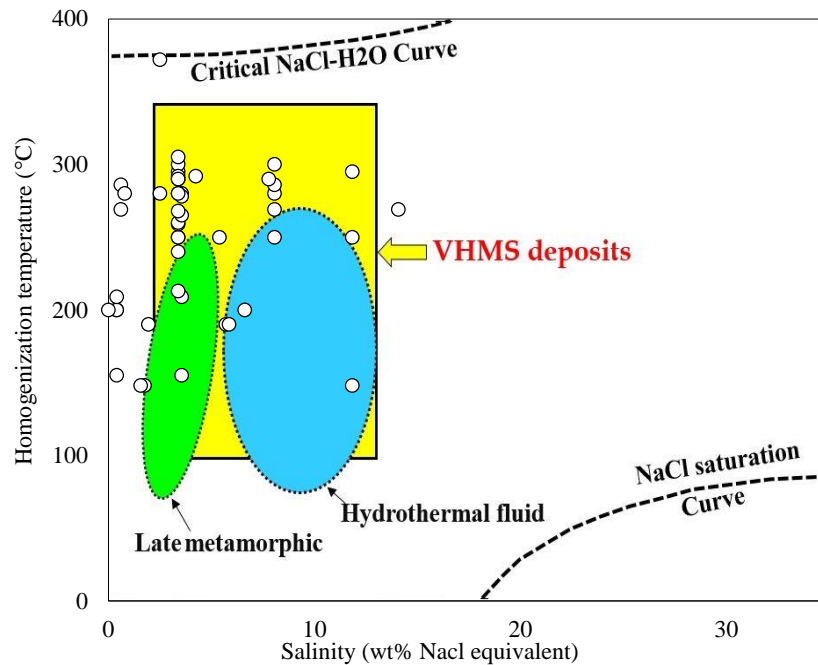
شکاف‌ها و گسل‌های موجود در کف دریا، در حین دگرسانی سنگ‌های دیواره مسیر خود می‌توانند فلزاتی نظیر Ba, Pb, Zn, Cu, Fe, Sr را از داخل ساختمان کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ به ویژه فلدسپات‌ها و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار سنگ‌های دیواره بشویند و با خود حمل نمایند و در محل ظهور چشمه‌های آب داغ زیردریایی در بستر حوضه رسوبی و برخورد با محیط غنی از SO_4^{2-} آب دریا محتوای کاتیونی خود را به صورت کانی‌های سولفاتی و سولفیدی رسوب دهند (Marumo, 1989). در کانسار ورندان کانی سولفاتی اصلی سولفات باریم می‌باشد و بخش عظیمی از منشأ آن می‌تواند سنگ‌های ولکانیکی میزبان کانه‌زائی باشد (توف‌های سیلیسی و برشی) همچنین آندزیت و داسیت در بعضی نقاط در توالی ائوسن در منطقه توسط حسن‌زاده (۱۳۵۷) و در محدوده آهن اسکارنی ورتاوه مشاهده گردیده است، اما به دلیل بهم ریختگی واحدهای سنگی در محدوده کانسار ورندان محل دقیق آن در توالی مشخص نشده است. منشأ میزان خیلی کم مس در کانسار نیز می‌تواند از همین توالی ولکانیکی میزبان و همراه باشد که احتمالاً در ناحیه ورندان در قسمت‌های پایین‌تر توالی میزبان قرار داشته و رخنمون سطحی ندارند.

۸-۳-۲- منشأ سیال کانه‌ساز

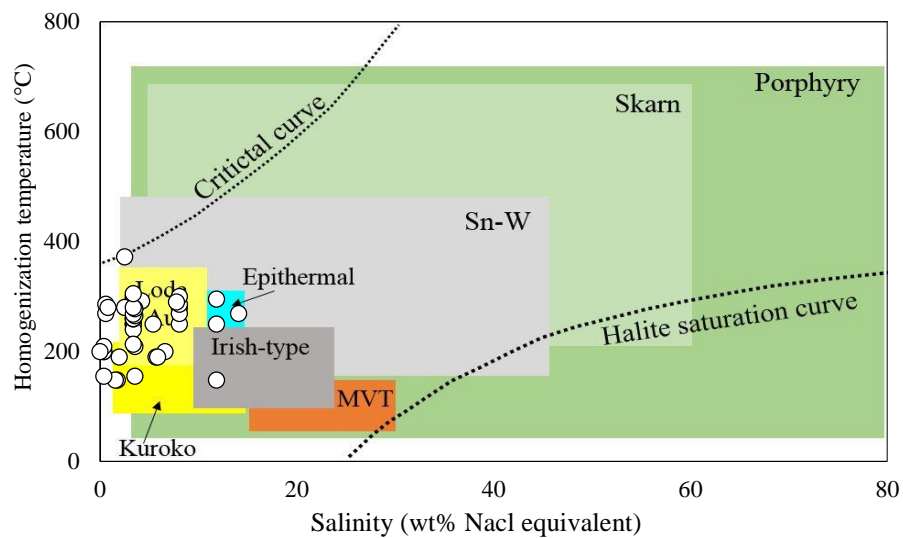
بر اساس شواهد ایزوتوپی، ژئوشیمیایی، سیالات درگیر و مقایسه آنها با موارد مشابه در سیستم‌های هیدروترمالی امروزی، اغلب محققین بر این عقیده‌اند که سیالات کانه‌ساز در کانسارهای VMS توسط آب دریا تأمین می‌گردد به این صورت که در اثر گردش سیالات از میان سنگ‌های کمر پایین و توده‌های نفوذی نیمه عمیق، به طور غیر معمول گرم و فلزات را از درون این سنگ‌های کمر پایین و توده‌ای نفوذی نیمه عمیق می‌شویند و همراه با خود وارد حوضه رسوبی می‌کنند (Gibson and Kerr, 1998; Lydon, 1998; Franklin et al., 1993; Franklin et al., 2005). در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد مطالعه بر روی سیالات درگیر بسیار محدود است، از مطالعات جدید در این زمینه بخصوص در کانسارهای تیپ کروکو می‌توان به‌عنوان مثال (Luders et al., 2001; Luders and

(Niedermann., 2010) را نام برد. در این نوع کانسارها سیالات درگیر عموماً دارای دو فاز مایع + گاز بوده و شوری آنها پایین می‌باشد (Roedder, 1984). قابل ذکر است مطالعات اخیر روی منشأ سیالات در این کانسارها بیشتر به روش‌های ایزوتوپی صورت گرفته است. براساس مطالعات سیالات درگیر بر روی دو زیرافق کانسار ورندان که یک نمونه از رگه‌های استرینگر (3-K-25) انتخاب شده‌است، سیالات کانه‌ساز در پهنه استرینگر دارای شوری متوسطی حدود ۱۱ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد که میزان شوری آن از نمونه‌های باریتی نیز حتی بیشتر است و این بر اساس Franklin et al., (2005) می‌تواند نشان از دریائی بودن منشاء بخشی از سیالات کانه‌ساز در اختلاط با سیالات ماگمایی باشد. همچنین با توجه به بیشترین فراوانی شوری سیالات درگیر در کانسار ورندان (۰-۴ در صد وزنی نمک طعام) و نزدیک بودن به شوری آب‌های دریائی (۳/۲)، که این نیز می‌تواند تأییدی بر دریائی بودن منشاء سیالات کانه‌ساز باشد. در مجموع فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر در کانسار ورندان ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشابه به دمای سیالاتی است که از دهانه‌های هیدروترمالی کف دریاهای امروزی خارج می‌شوند. نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در سیالات درگیر نمونه‌های منطقه معدنی ورندان بیشترین فراوانی شوری (۰ تا ۴ درصد وزنی نمک‌طعام) می‌باشد و چگالی سیالات درگیر حدود (۰/۷ تا ۰/۹)، فشار (۵۰ تا ۱۵۰ اتمسفر) و عمق آب حدود (۹۰۰ تا ۱۰۰۰ متر) تخمین زده می‌شود. همچنین با توجه به تنوع فازهای مختلف سیالات درگیر و تغییرات دمایی زیاد (۱۴۸ تا ۳۷۱ درجه سانتی‌گراد) و همگن نشدن یک نمونه به فاز مایع، احتمال اینکه در کانسار ورندان پدیده جوشش رخ داده باشد وجود دارد. براساس نمودار ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن (Sanchez-Espana et al, 2000) در نمونه‌های بررسی شده در کانسار ورندان از لحاظ دمایی و شوری در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VHMS) قرار می‌گیرند (شکل ۸-۴). همچنین در نموداری که انواع سیستم‌های کانه‌زائی را از هم تفکیک نموده است (Wilkinson, 2001)، نمونه‌های

مورد مطالعه از لحاظ دمایی و شوری نیز در محدوده کانسارهای (VMS) تیپ کروکو قرار می‌گیرند (شکل ۸-۵).



شکل ۸-۴- نمودار تعیین تیپ کانه‌زائی بر اساس شوری و دمای همگن شدن (Sanchez-Espana et al, 2000). در کانسار ورنندان نمونه‌ها در محدوده کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VHMS) قرار می‌گیرند.

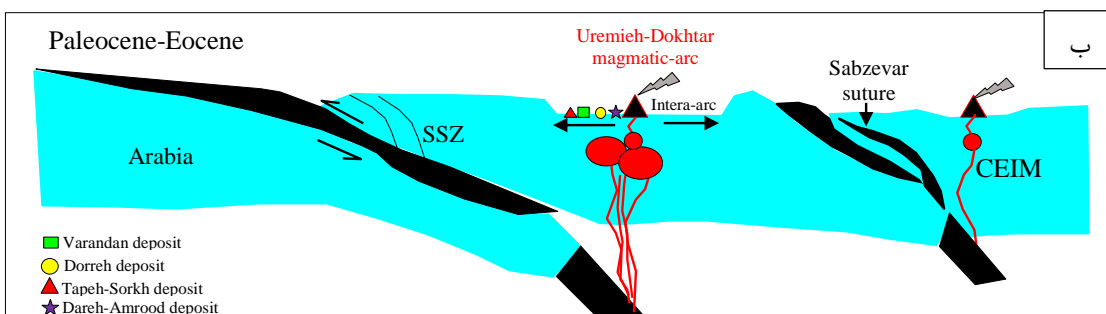
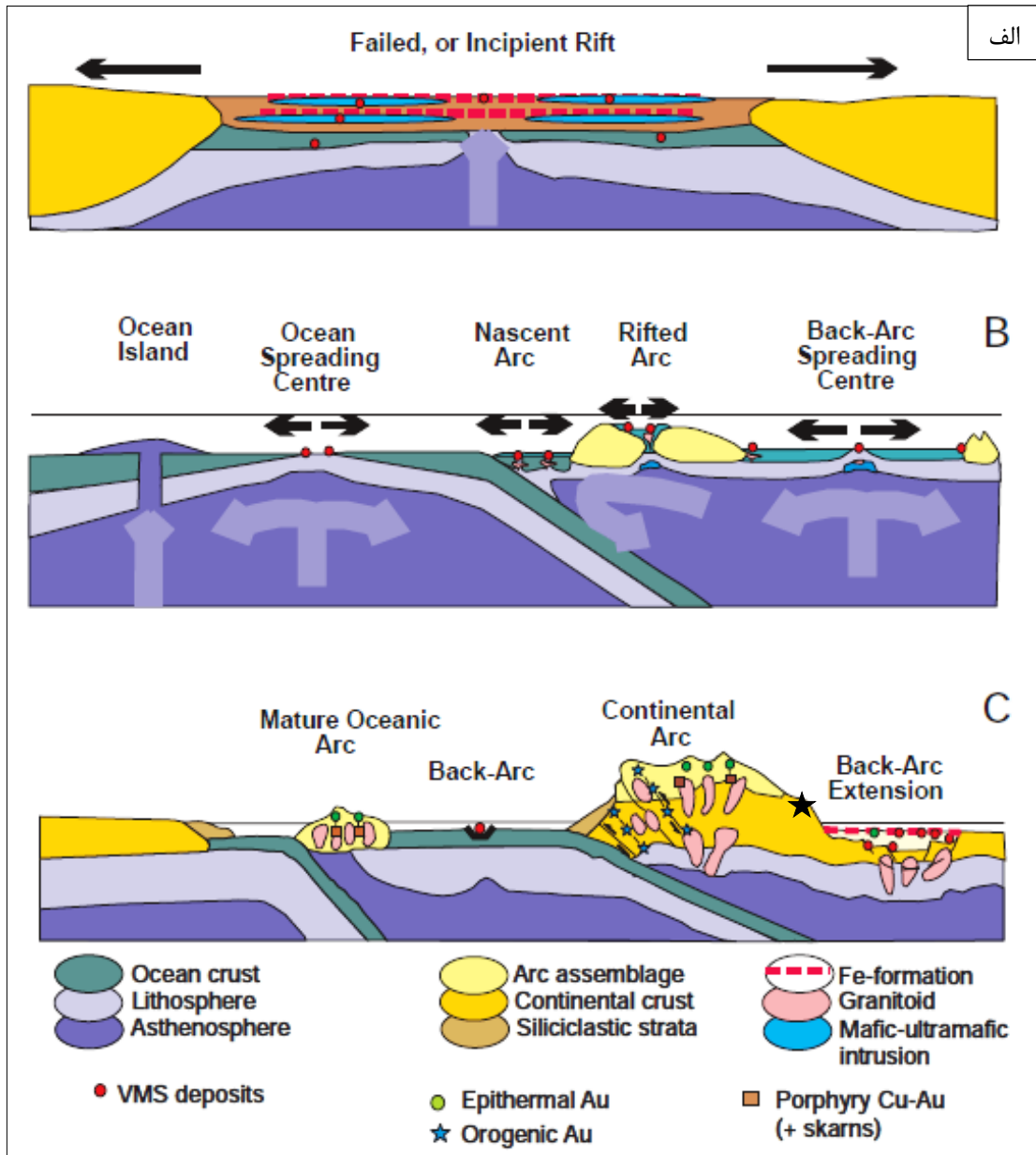


شکل ۸-۵- نمودار تعیین تیپ کانه‌زائی بر اساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001). نمونه‌های مورد مطالعه از لحاظ دمایی و شوری در محدوده کانسارهای (VMS) تیپ کروکو قرار می‌گیرند.

۸-۳-۳- محیط تکتونیکی

مهمترین شاخص همه کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد قرارگیری آن‌ها در خاستگاه‌های تکتونیکی کششی یعنی در دو محیط گسترش کف اقیانوسی و ریف‌های درون کمانی می‌باشد (Franklin et al, 1998). همچنین بر اساس مطالعات جدیدتر (Galley et al., 2007) محیط اصلی زمین‌ساختی برای تشکیل ذخایر VMS معرفی گردیده است که شامل: ریف‌های ناقص اولیه، پشته‌های اقیانوسی، جزایر کمانی نوظهور، جزایر ریف‌تی و پشته‌های حوضه پشت کمانی، پشت کمان توسعه یافته و پشت کمان می‌باشند.

از لحاظ محیط تکتونیکی ته‌نشست، کانسارهای تیپ کروکو عمدتاً در ریف‌های حاشیه قاره‌ای کمانی و پشت کمانی تشکیل می‌شوند (Galley et al., 2007; Shanks & Koski, 2012; Koski & Mosier, 2012). Singer, 1986. 1991). و ماگماتیسم مرتبط با تشکیل آنها ماهیت کالک آلکالن دارد (Singer, 1986. 1991). Uorabeh and Marmor), که کانسار ورندان، دره‌امرو، دره و تپه سرخ در یک حوضه کششی درون کمانی مرتبط با بسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس در نتیجه فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران رخ داده‌اند و همچنین همه آنها در یک توالی آتشفشان-ر سوبی قرار دارند و بر اساس آنالیز نمونه‌ها از توده‌های نفوذی منطقه ورندان ماگماتیسم مرتبط با تشکیل آنها ماهیت کالک آلکالن را از خود نشان می‌دهند همچنین بر اساس آنالیز نمونه‌های گدازه‌های توالی کانسار باریت دره کاشان تشکیل آنها نیز ماهیت کالک آلکالن را از خود نشان داده‌اند (نظری، ۱۳۷۴). با توجه به مطالعات انجام گرفته در کانسار ورندان موقعیت و محیط تکتونیکی آن مشخص گردیده است (شکل ۸-۶).



شکل ۸-۶-الف- محیط‌های اصلی زمین‌ساختی تشکیل‌دهنده ذخایر VMS از (Galley et al., 2007)، جایگاه کانسار ورندان، دره‌امروود، تپه سرخ و دره با علامت (★) نشان داده شده است. ب- جایگاه تکتونیکی کانسار ورندان، دره‌امروود، تپه‌سرخ و دره در حوضه‌های درون کمانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر برگرفته از (Rosseti et al., 2010).

۸-۴- الگوی پیدایش و مدل ژنتیکی کانسار ورندان

ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) که هم اکنون در کف دریا‌های امروزی در یک محیط کششی، به صورت رسوبات غنی از فلز در حال تشکیل هستند، در یک سامانه گرمابی زیردریایی کم عمق نهشته می‌شوند و یک توافق عمومی بین پژوهشگران وجود دارد که فرآیندهای زیردریایی کف دریا‌های امروزی، شباهت بسیار زیادی با فرآیندهایی دارد که ذخایر VMS قدیمی را بوجود آورده‌اند (Haninngton et al., 1999). تشکیل این نوع کانسارها رابطه مستقیمی با نحوه زایش و صعود سیالات کانه‌ساز به درون حوضه رسوبی، نحوه رفتار سیالات هیدروترمال در کف دریا و منبع تأمین سولفور جهت ته‌نشین سولفیدها دارد. در هر چهار کانسار مورد مطالعه در منطقه نمونه‌های ایزتوپی جهت انجام مطالعات ایزتوپی آماده و در حال ارسال می‌باشد و منشاء سولفور در این کانسارها نیاز به مطالعات بیشتری دارد. با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی سیالات درگیر در کانسار ورندان نحوه رفتار سیالات هیدروترمال در کف دریا جهت ته‌نشست سولفیدها در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد:

در حالت کلی برای تشکیل کانسارهای VMS دو نوع مدل رایج شامل: دودکش‌های سیاه یا پلوم‌های شناور^۱ و مدل استخر شورابه‌ای^۲ توسط (Solomon, 2004; Solomon and Inverno, 2006) ارائه شده است.

۸-۴-۱- مدل دودکش‌های سیاه

در مدل ارائه شده برای کانسارهای VMS ورود سیالات داغ کانه‌ساز از طریق پهنه استرینگر به داخل حوضه با شروع و تشکیل دودکش‌های سولفیدی- سولفاتی همراه می‌باشد در واقع مخلوط شدن

۱ - Buoyant plumes

۲ - Brine pool

سیالات داغ شناور برون‌دمی با آب دریا موجب تشکیل دودکش‌های سولفیدی- سولفاتی شده که نهایتاً در اثر انحلال و فروریزش آنها انباشته‌های پشته‌مانند یا تپه‌ای از مواد سولفاتی و سولفیدی در کف دریا تشکیل می‌شود (شکل ۸-۸) (Goodfellow and Peter, 1999; Goodfellow, 2003; Solomon, 2008; Goodfellow, 2007). متعاقباً با نفوذ سیالات داغتر بعدی مس‌دار از زیر به داخل پیکره معدنی، پدیده پالایش پهنه‌ای و جانشینی کالکوپیریت به جای پیریت، اسفالریت و گالن رخ می‌دهد. این مدل بطور تئوریک نیز برای نهشته‌های تیپ کوروکو ارائه شده است و امروزه در کف دریاها در حال تشکیل است (شکل ۸-۸) (Ohmoto and Singer, 1983; Scott et al., 1997). از ویژگی‌های این مدل تشکیل مقادیر زیاد باریت در اثر رشد و تشکیل دودکش‌ها، ایجاد نهشته‌های تپه‌ای شکل (شکل ۸-۸) با نسبت طول به عرض پایین و گسترش پالایش پهنه‌ای در آنها می‌باشد (Solomon et al., 2004).

۸-۴-۲- مدل استخر شورابه‌ای

در این مدل، در اثر ورود سیالات داغ احیایی یا اکسیدان با شوری بالا به داخل حوضه و مخلوط شدن آنها با آب دریا، سیالات دچار شناوری معکوس شده و به سمت کف دریا متمایل می‌شوند گسترش آنها بطور جانبی در کف دریا موجب ایجاد یک استخر شورابه‌ای می‌شود (Solomon et al., 2004).

از ویژگی‌های شاخص این مدل (Solomon et al., 2004):

- داشتن اندازه بسیار بزرگ و تناژ خیلی زیاد و نسبت طول به عرض بالا
- داشتن میزان نسبت Fe/Cu و Zn/Cu بالاتر
- نبود شواهدی از دودکش و ضعیف بودن پهنه استرینگر
- داشتن مقادیر پیریت فرامبوئیدالی نسبتاً زیاد و بافت نواری فراوان

- داشتن پاراژنز کانی شناسی احیائی شامل پیریت-آر سنوپیریت و پیروتیت و مقادیر کم و یا نادر باریت در ماده معدنی

- همراهی کربنات‌های چینه‌سان یا رگه‌ای

- پدیده پالایش پهنه‌ای نسبتاً بی‌اهمیت

- نبود تغییرات قائم در ترکیب اسفالریت و ترکیب ایزوتوپی گوگرد

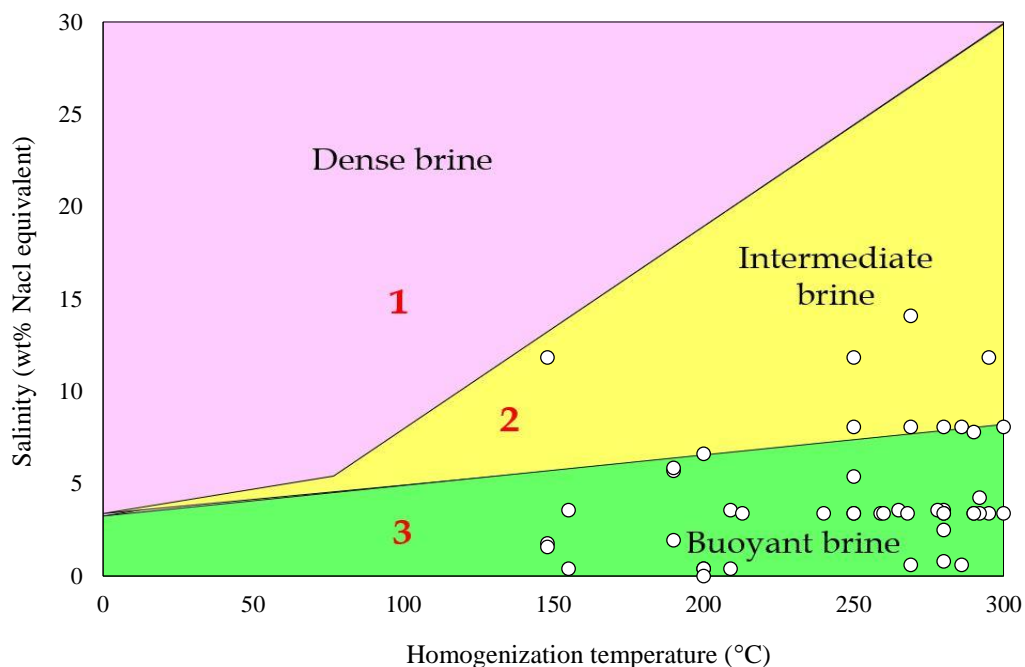
- شواهد احیای سولفاتی باکتریائی محلی

لازم به ذکر است که در مدل حوض شورابه‌ای سیالات دارای دمای پایین (کمتر از ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری بالا (۱۵-۲۵ درصد وزنی نمک طعام) هستند ولی در مدل ستون شناور سیالات کانه دار شوری پایین تا متوسط (۵-۱۵ درصد وزنی نمک طعام) و دمای نسبتاً بالا (۲۰۰ - ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد (شکل ۸-۷) (Large et al., 2004).

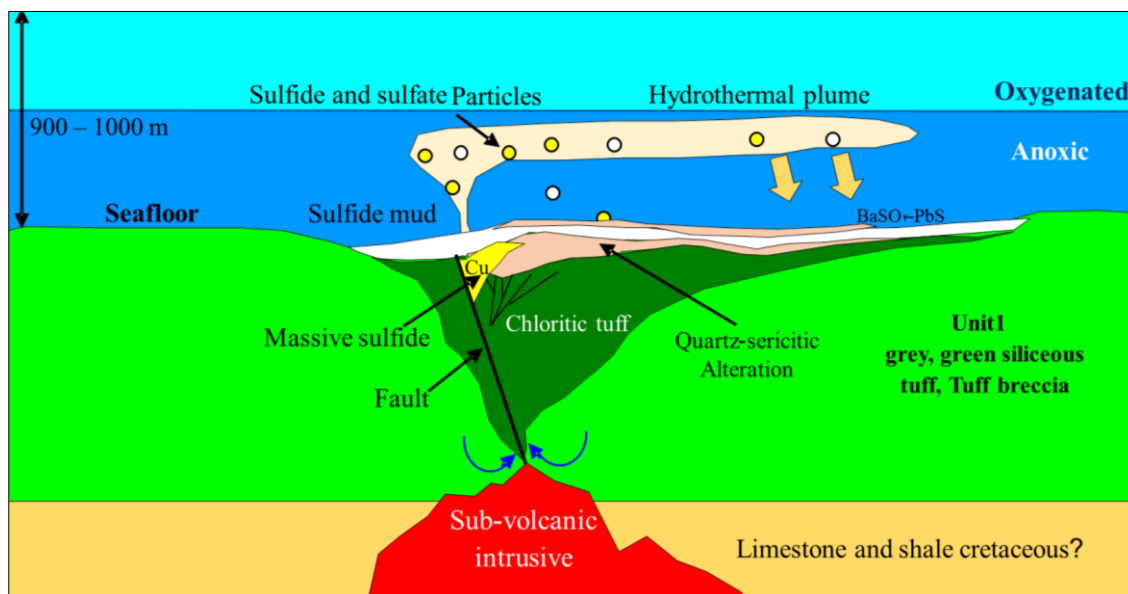
بنابراین براساس شاخص‌های معرفی شده توسط (Large et al., 2004); (Solomon et al., 2004); (Solomon and Khin Zaw., 2007) بنظر می‌رسد شیوه تشکیل کانسار ورندان به جهت تناژ پایین، نسبت پایین Zn/Cu، شوری کم سیالات کانه‌ساز (۰/۴ تا ۱۴/۹ wt% NaCl)، گسترش محدود ساخت‌های لایه‌ای-نواری و وجود پیریت‌های فرامبوئیدال، عدم وجود کانی‌های احیائی (آرسنوپیریت و پیروتیت)، عدم وجود کربنات‌های چینه‌سان و دمای بالای سیالات کانه دار ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و چگالی سیالات کانه‌ساز کمتر از ۱ (۰/۷-۰/۹) با مدل استخر شورابه تطابق ندارد و بیشترین شباهت را با مدل دودکش‌های سیاه مدل ستون شناور (Buoyant brine) دارا می‌باشد.

مدل کانی‌زائی در منطقه ورندان براساس معیارهای نه گانه (Solomon et al., 2004) نیز به احتمال زیاد بصورت ستون شناور می‌باشد. براساس این مدل سیالات گرمابی داغ (۲۱۰ تا ۳۰۵ درجه سانتی‌گراد) و با شوری پایین (۶/۵ تا ۱۵ درصد) و اسیدی و احیائی، عناصر کانه‌ساز را از سنگ‌های

کمرپایین شسته و از طریق فضاهاى باز و معابر ایجاد شده در محل و امتداد گسل‌هاى همزمان با ولکانیسم وارد حوضه نسبتاً محبوس دریایی کرده‌اند. این سیالات به دلیل شوری کم و دمای بالا دارای چگالی کمی پایینتر از آب دریا می‌باشند، لذا با فعالیت هیدروترمالی و خروج از دهانه برون‌دمی، به حالت شناور در بالای کف دریا قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲۸) (Goodfellow and Peter, 1999; Goodfellow, 2003; Goodfellow, 2007; Solomon, 2008). با کاهش دما و افزایش pH سیال کانه‌ساز، سولفیدها از آن ته‌نشین می‌شوند.



شکل ۸-۷- نمودار دما در مقابل شوری. محدوده شماره ۱ با استفاده از مدل استخر شورابه‌ای و محدوده‌های شماره ۲ و ۳ توسط مدل ستون شناور تشکیل می‌شود (Large et al., 2004) با توجه به اینکه نسبت شوری به دمای سیالات کانه‌دار کانسار ورندان در محدوده‌های شماره ۲ و ۳ به مقدار کمتری در محدوده ۳ قرار گرفته تشکیل این کانسار توسط مدل ستون شناور (Buoyant brine) قابل توجیه می‌باشد.



شکل ۸-۸- سیالات هیدروترمالی از طریق گسل‌های همزمان با رسوب گذاری بصورت برون‌دم وارد آب دریا شده و بصورت مدل ستون شناور (Buoyant brine) هیدروترمالی در محل خروج برون‌دم در واحد ۱ (Unit¹) تشکیل می‌شوند. بر اساس مدل (Goodfellow and Peter, 1999; Goodfellow, 2003; Goodfellow, 2007; Solomon, 2008).

۸-۴-۳- طبقه‌بندی کلی ذخایر (VMS):

سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) یک اصطلاح مورد استفاده برای توصیف انواع مختلفی از ذخایر معدنی می‌باشد، این ذخایر در درجه اول برای فلزایی مانند Cu-Zn با اهمیت هستند، و در درجات بعدی برای عناصر Pb و Au یکی از مهمترین ذخایر اقتصادی به شمار می‌آیند. در میان ذخایر فلزی غیر آهنی، ذخایر VMS از لحاظ اهمیت اقتصادی بعد از کانسارهای مس پورفیری، رتبه دوم را به خود اختصاص داده‌اند (Ohmoto, 1996).

در سراسر جهان کانسارهای VMS یک منبع اصلی برای عناصر Cu, Pb, Ag, Zn, Au و همچنین یک منبع قابل توجهه برای عناصر Ga, Te, Bi, In, Cd, Mn, Se, Sn, Co و Ge می‌باشند. بعضی از ذخایر همچنین حاوی مقدار قابل توجهی As, Sb و Hg هستند (Galley et al., 2007).

۸-۴-۴- ذخایر VMS در جهان

بیش از ۸۰۰ ذخیره VMS با تناژ بین ۲۰۰ هزار تا ۳۰۰ میلیون تن در سراسر دنیا شناخته شده است، با اندازه ذخایر عیار آن‌ها متفاوت می‌باشد. اما بطور متوسط ذخایر VMS دارای حدود ۱/۵٪ مس، ۳٪ روی، ۱٪ سرب و برای نقره و طلا بترتیب ۵۰ و ۰/۵ گرم برتن می‌باشند (Ohmoto, 1996). ذخایر بزرگ کانسارهای VMS از لحاظ اندازه به سه دسته، بزرگ (۲۵-۵۰ میلیون تن)، بسیار بزرگ (۵۰-۱۰۰ میلیون تن) و غول پیکر (< ۱۰۰ میلیون تن) تقسیم می‌شوند (Galley et al., 2007) و ذخایر متوسط آنها به طور معمول بسیار کوچکتر از این ذخایر و با ظرفیت ۱-۳ میلیون تن می‌باشند. (Ohmoto, 1996). ذخایر غیر معمول بزرگ زیادی در دنیا وجود دارند به عنوان مثال نیووس^۱ در پرتغال، ۲۷۰ میلیون تن، ریوتینتو^۲ در اسپانیا، ۲۵۰ میلیون تن و اما بزرگترین ذخیره بریتیش کلمبیا^۳ در کانادا با ۲۹۷/۴ میلیون تن می‌باشد (Galley et al., 2007). تاکنون طبقه‌بندی کانسارهای VMS توسط چندین محقق براساس فاکتورهای مختلف انجام گرفته است که از قدیم به جدید شامل:

- ۱- براساس جایگاه تکتونیکی، (Franklin et al., 1976)
- ۲- براساس جایگاه تکتونیکی، (Sawkins, 1981)
- ۳- براساس سنگ‌میزبان و محیط تکتونیکی، (Franklin, 1998)
- ۱- براساس سنگ‌میزبان و محیط تکتونیکی و لیتولوژی سنگ‌میزبان، (Hannington et al., 1999)

۱ - Neves Corvo

۲ - Rio Tinto

۳ - British Columbia

۵- براساس نوع سنگ‌های آتشفشانی همراه و نسبت سنگ‌های آتشفشانی رسوبی، (Seal et al., 2001)

۶- براساس لیتواستراتیگرافی و لیتوتکتونیک توالی میزبان، (Franklin, 2005)

۷- براساس سنگ‌میزبان و محیط تکتونیک، (Galley et al., 2007)

۸- براساس سنگ‌های میزبان (Mosier et al., 2009; Shanks et al., 2009)

براساس طبقه‌بندی (Galley et al., 2007) این کانسارها به ۶ تیپ دسته‌بندی شده‌اند: ۱- مافیک-الترامافیک (قبرسی)، ۲- بایمودال- مافیک (نوراندا)، ۳- نوع سیلیسیکلاستیک- مافیک (بشی یا ایسکانابا)، ۴- نوع سیلیسیکلاستیک- فلسیک (بثورت)، ۵- نوع بایمودال- فلسیک (کروکو)، ۶- نوع بایمودال- فلسیک با سولفیداسیون بالا که در ادامه این تیپ‌ها همراه با اطلاعات بیشتر از دیگر محققین (Mosier et al., 2009; Shanks et al., 2009) و مثال‌های از آن‌ها در جهان ارائه می‌گردد (شکل ۸-۹):

۸-۴-۴-۱- نوع مافیک-الترامافیک یا قبرس:

این کانسارها دارای فلزات Cu+Zn هستند و در کمپلکس‌های افیولیتی در محیط‌های تکتونیک گسترشی کف اقیانوس (MORB) و در محیط پشت کمانی بالغ درون اقیانوسی یا جلو کمان رخ می‌دهند (Galley et al., 2007; Piercey, 2009; Koski & Mosier, 2012; Shanks & Koski, 2012). میزبان این نوع ذخایر به طور معمول در یک (یا بخشی از) توالی افیولیتی (مجموعه مافیک) می‌باشند و از روی کانسار VMS در توالی افیولیتی ترودس قبرس به نوع قبرس نامگذاری شده‌اند

(Robb, 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2009) ذخایر موجود در اقیولیت های عمان، ذخایر

لوکین^۱ در نروژ، ذخیره نیوفنلاند^۲ در کانادا نمونه های از این نوع هستند (شکل ۸-۹).

۸-۴-۴-۲- نوع بایمودال - مافیک (نوراندا):

این ذخایر با چیره شدن مجموعه مافیک بر رسوبات همراه می باشد و تا ۲۵٪ دارای سنگ ها فلیسیک هستند و سنگ های فلیسیک معمولا میزبان اصلی ذخیره می باشند. به عنوان مثال از این نوع ذخیره کید کریک^۳ در کانادا را میتوان نام برد. عوامل زمین ساختی برای توالی میزبان این نوع ذخیره ریفت شدگی در جزایر کمانی آتشفشانی بایمودال نابالغ در بالای زون های فرورانشی درون اقیانوسی استنباط شده است (Galley et al., 2007; Piercey, 2009; Koski & Mosier, 2012; Shanks & Koski, 2012). کاز سارها کمر بند نوراندا در کانادا، کاز سارهای منطقه فلین فلون^۴ کانادا و نهشته های کمر بند اورال در روسیه و قزاقستان مثال های از این نوع کانسار هستند (Franklin et al., 2005) (شکل ۸-۹).

۸-۴-۴-۳- نوع سیلیسیکلاستیک - مافیک (بشی یا ایسکانابا)^۵:

ذخایر نوع بشی در توالی چینه شناسی رسوبات آواری (آرژیلیت، سیلتستون، وکستون و ماسه سنگ) و سنگ های آذرین مافیک (سیل ها، گدازه ها و مواد آذر آواری مافیک تا الترامافیک) هر دو بصورت مساوی رخ می دهند (Franklin et al., 2005) و سنگ فلیسیک به عنوان یک جزء کوچک ممکن است وجود داشته باشند. این نوع ذخایر در حاشیه های ریفت قاره ای، رسوب گذاری در پشته های اقیانوسی یا پشت کمان و ریفت درون قاره ای یافت می شوند کانسار بشی ژاپن یک نمونه تیپیک از این نوع

۱ - Lokken

۲ - Newfoundland

۳ - Kidd Creek

۴ - Flin Flon

۵ - Escanaba

کانسارها است. همچنین ذخایر ویندی ویندی کراگی^۱ در کانادا و داکتون^۲ در آمریکا (Sundblad et al., 2006)، از این نوع هستند. استفاده از واژه ذخایر نوع ایسکانابا، بعنوان یک نام کلی برای ذخایر آواری- مافیک توسط (Ohmoto, 1996 and Sundblad et al., 2006) معرفی گردیده است (شکل ۸-۹).

۸-۴-۴-۴- نوع سیلیسیکلاستیک- فلسیک (بثورست^۳):

میزبان ذخیره در این نوع کانسار سنگ‌های آواری (حدود ۸۰ درصد) و سنگ‌های فلسیک فراوان است و بطور معمول دارای سنگ مافیک بسیار کم هستند (کمتر از ۱۰٪) و در محیط‌های غنی از شیل یافت می‌شوند. توالی میزبان در محیط‌های کمان بالغ حاشیه قاره‌ای و پشت کمانی نهشته می‌شوند از جمله این نهشته‌ها می‌توان کانسارهای مناطق بثورست در کانادا، کانسارهای کمر بند پیریتی ایبرین^۴، ذخایر قاره‌ای مانند ریوتینتو^۵ و ذخیره استیکنچوک^۶ در سوئد (Galley et al., 2007; Piercey, 2009; Koski & Mosier, 2012; Shanks & Koski, 2012). را نام برد (شکل ۸-۹).

۸-۴-۴-۵- نوع بایمودال- فلسیک (کروکو):

کانسارهای VMS نوع کروکو دارای مجموع فلزات $Pb (+Ba) + Zn + Cu$ می‌باشند و توسط آتشفشان‌های قوس‌های اقیانوسی شکل می‌گیرند. بطور کلی سنگ‌های میزبان آنها در کمر پایین فلسیک می‌باشند. افزایش میزان حضور سرب در کانه‌زایی میزبانی سنگ‌های فلسیک را در مقایسه با مجموعه مافیک نشان می‌دهد. میزان رسوبات در آنها جزئی است.

۱ - Windy Craggy

۲ - Ducktown

۳ - Bathurst

۴ - Iberian Pyrite Belt

۵ - Rio Tinto

۶ - Stekenjokk

در اصل اصطلاح کروکو به معنی کانسنگ سیاه در ژاپن برای توصیف ذخایر عظیم سولفید توده‌ای آتشفشانزاد غنی از گالن و اسفالریت مورد استفاده قرار گرفت اما بعد از آن به عنوان یک نام برای همه کانسارهای VMS ژاپن با سن میوسن استفاده شد و در سطح بین‌المللی به عنوان یک نوع ذخیره خاص VMS با میزبانی سنگ‌های آتشفشانی بایومدال - فلسیک با توجه به اینکه بیشتر از انواع دیگر این کانسارها مورد مطالعه قرار گرفته است برای اولین بار به عنوان منشأ برون‌دمی‌ها زیر دریایی به رسمیت شناخته شده است (Ohmoto, 1996). نمونه‌های از این نوع کانسار در منطقه اسکلیفتا^۱ سوئد، ذخایر منطقه هوکوروکو^۲ در ژاپن و منطقه باچانز^۳ در نیوفنلاند هستند. بنظر میرسد این ذخایر در ریفت‌های حاشیه قاره‌ای کم‌انرژی و پشت کم‌انرژی تشکیل شوند (Galley et al., 2007; Piercey, 2009; Koski & Mosier, 2012; Shanks & Koski, 2012). (شکل ۸-۹).

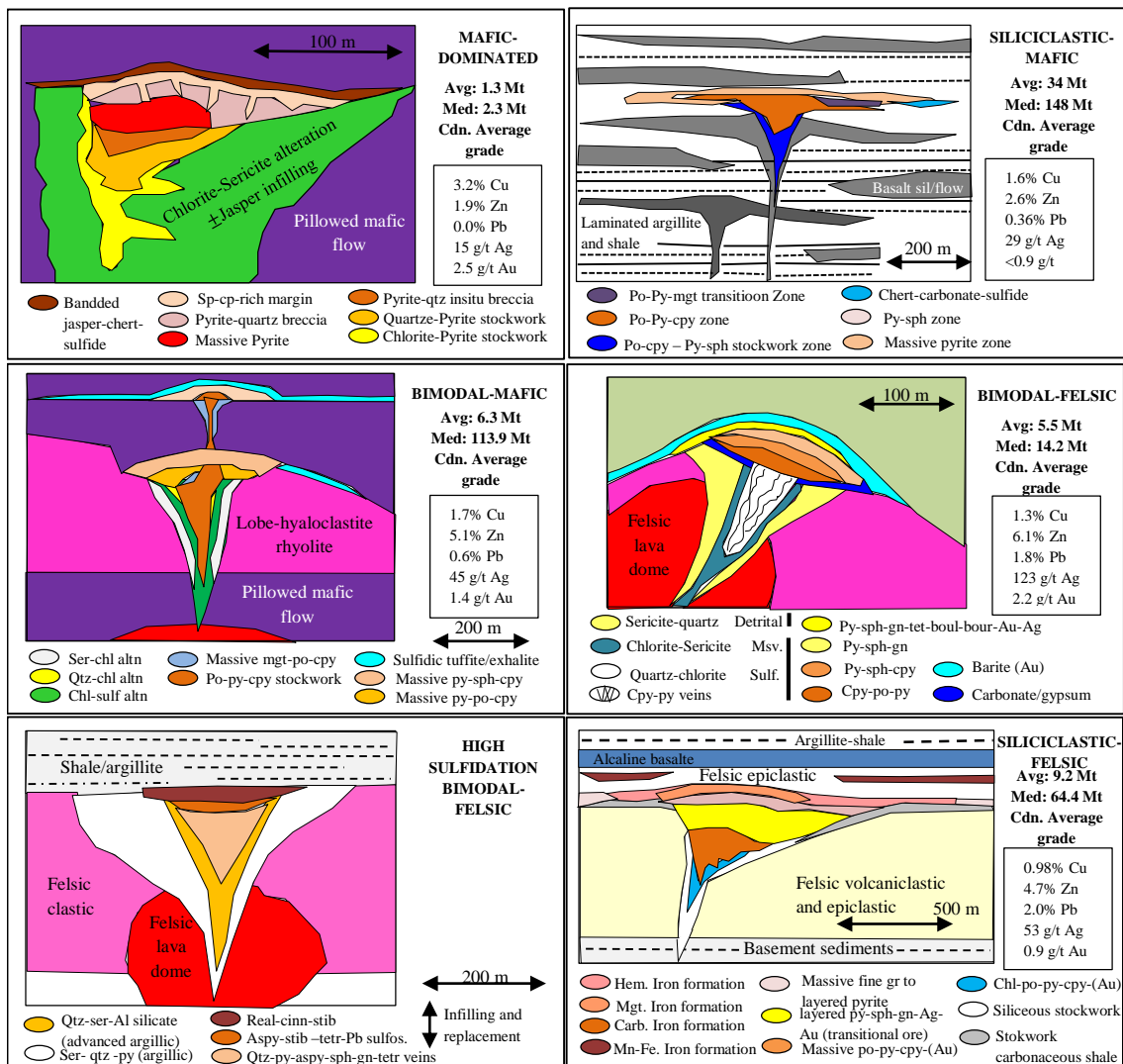
۸-۴-۴-۶- نوع بایومدال - فلسیک با سولفیداسیون بالا:

کانسارهای نوع کروکو که در آنها میزان سولفیداسیون بالا باشد دگرسانی آرژیلیکی دارای گستردگی زیادی در کمرباطین ماده معدنی است به این دلیل از کانسارهای نوع کروکو از لحاظ دگرسانی متفاوت می‌باشند.

۱ - Skelleftea

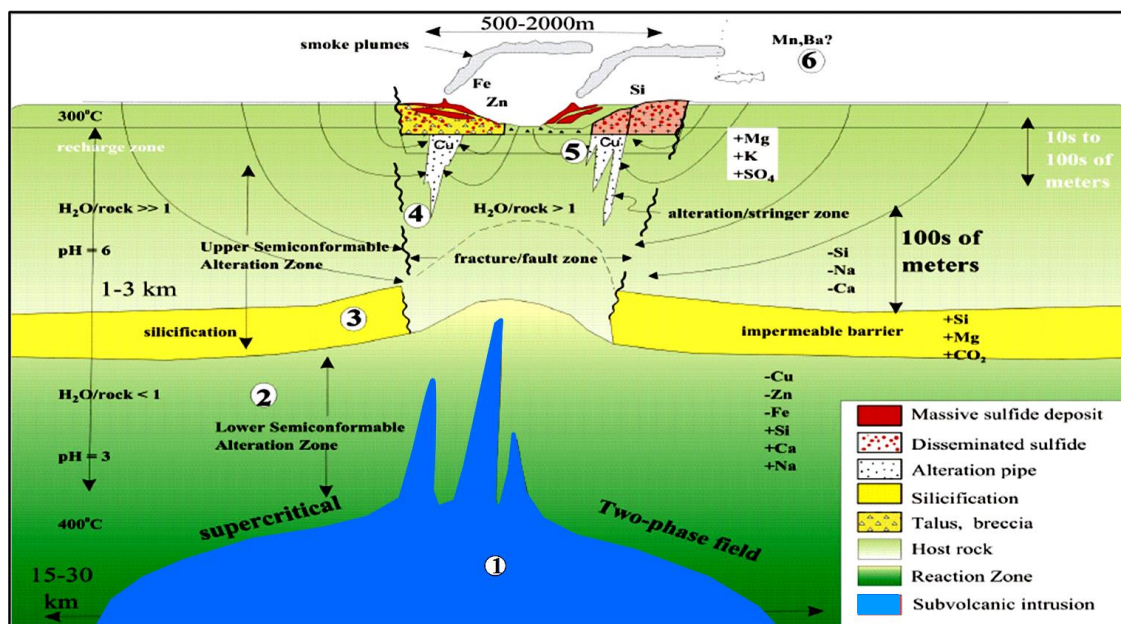
۲ - HoKuroko

۳ - Buchans



شکل ۸-۹- مثال‌های سنگ‌شناسی از انواع ذخایر VMS بر اساس سنگ میزبان از (Galley et al., 2007). این شکل مثال‌های عالی همراه با عیار و تناژ متوسط از انواع ذخایر مختلف را نشان می‌دهد، (اطلاعات مربوط به عیار و تناژ از ذخایر VMS کانادا هستند)، و به عنوان یک مثال، برای ذخایر در سراسر جهان قابل اجرا نیست، اما بعنوان یک الگوی مشخص برای فلزات در ارتباط با انواع ذخایر سودمند هستند.

همچنین یک مدل ژنتیکی ارائه شده برای تشکیل کانسارهای VMS قبل از (Franklin et al., 2005) در شکل ۸-۱۰ و محیط‌های اصلی تشکیل این کانسارها از (Galley et al., 2007) ارائه گردیده است.



شکل ۸-۱۰- مدل ژنتیکی برای تشکیل کنسارهای VMS: ۱- منبع حرارتی، ۲- درجه حرارت بالا محدوده واکنشی، ۳- گسل‌های آتشفشانی همزمان، ۴- کمربالا، ۵- مخروط دگرسانی، استوک ورک و سولفیده توده‌ای و ۶- کانه‌زائی در فاصله دور از محل خروج سیالات به عنوان عوامل بعدی مشخص گردیده است (Franklin et al, 2005; Gibson et al., 2007).

در ادامه کنسارهای ورندان، دره‌امرود، تپه سرخ و دره جهت تعیین تیپ و الگوی پیدایش با ۵ نوع کنسار (VMS) و کنسارهای مختلف در جهان و ایران مورد مقایسه قرار می‌گیرند (جدول ۸-۳):

۸-۵- شباهت‌ها و تفاوت‌های کانه‌زائی‌های منطقه با انواع تیپ‌های کانه‌سارهای سولفید

توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)

جهت مقایسه توالی چینه‌شناسی کنسار باریت-سرب-مس ورندان و دیگر کنسارهای مورد مطالعه با انواع ذخایر VMS در دنیا و کانادا بر اساس سنگ میزبان از گالی و همکاران^۱ (2007)، توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی در برگیرنده کانه‌زائی‌های منطقه را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

بنابراین بطوریکه در فصل پنجم شکل ۵-۲ ملاحظه می‌گردد توالی میزبان منطقه مورد مطالعه با حدود ۳۵۰۰ تا ۴۰۰۰ متر ضخامت حاوی ۲۰ تا ۳۰ درصد سنگ‌های رسوبی که بطور عمده از نوع تخریبی و کربناتی است. ضمناً این توالی ماهیت بایمودال داشته و سنگ‌های آذرین آن نیز بطور عمده از نوع سنگ‌های آتشفشانی توف‌سیلیسی و توف‌برش (۳۰ تا ۴۵ درصد)، گدازه‌ها و سنگ‌های بازالتی (حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد) و با داسیت و ریولیت (حدوداً ۱۰ تا ۱۵ درصد) همراهی می‌شوند.

از طرف دیگر با استناد به طبقه‌بندی فرانکلین و همکاران^۱ (۲۰۰۵)، گالی و همکاران (۲۰۰۷) و با استفاده از مهمترین شاخص‌ها جهت تفکیک کانسارهای VMS یعنی نوع توالی چینه‌ای در محدوده معدنی و نوع ماده معدنی در کانسار، کانسارهای VMS را می‌توان به دو گروه شامل (۱) کانسارهای تیپ قبرسی، نوراندا و تیپ بشی که دارای توالی مافیک، و ماده معدنی اصلی مس و روی بوده و (۲) کانسارهای تیپ کوروکو و بتورست که دارای توالی فلسیک و کانی‌زائی باریت، سرب و روی می‌باشند. تقسیم بندی نمود. بر مبنای طبقه بندی فرانکلین و همکاران (۲۰۰۵)، گالی و همکاران (۲۰۰۷) و با توجه به توالی فلسیک، کانی‌زائی باریت، سرب و مس و روی در کانسار ورندان و دره‌امروود این کانسار جزء کانسارهای تیپ نوراندا و تیپ بشی قرار نگرفته و از سوی دیگر به علت قرار نداشتن این کانسار در کمپلکس افیولیتی، کانسار ورندان و دره‌امروود در رده کانسارهای تیپ قبرسی نیز قرار نمی‌گیرند. در رابطه با کانسارهای نوع بایمودال مافیک نیز مطابق فرانکلین و همکاران (۲۰۰۵)، گالی و همکاران (۲۰۰۷) سنگ‌های آتشفشانی (پیلولاوا جریانی و ریولیت) بخش عمده توالی را تشکیل داده و سنگ‌های رسوبی تنها ۱۰ درصد توالی را شامل می‌شوند. در حالیکه در توالی منطقه معدنی جنوب کاشان سنگ‌های رسوبی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد توالی را تشکیل می‌دهند و لذا کانسار ورندان و دره‌امروود جزء کانسارهای بایمودال مافیک نیز نخواهد بود. بنابراین، در مقایسه توالی ستون

1- Franklin

استراتیگرافی کانسار باریت-سرب-مس ورنندان و سرب-روی دره‌امرود با لیتواستراتیگرافی انواع سولفید توده‌ای (Galley et al., 2007). (شکل ۸-۹)، کانسار باریت-سرب-مس ورنندان بیشترین شباهت را با کانسارهای نوع بایمدال فلسیک^۱ (تیپ کروکو^۲) نشان می‌دهند (شکل ۸-۱). بر این اساس و روشن‌تر شدن بیشتر این شباهت در انتها ویژگی‌های اساسی کانسار ورنندان و دره‌امرود با ویژگی‌های اساسی VMS تیپ بایمدال فلسیک بحث می‌گردد.

۸-۵-۱- مقایسه کانسار ورنندان با تیپ بایمدال فلسیک (تیپ کورکو)

سنگ درونگیر ماده معدنی در تیپ کروکو، عمدتاً متاولکانیک‌های فلسیک (شامل ریولیت و داسیت) می‌باشد (Hoy, 1995) که در باریت ورنندان سنگ‌های فلسیک (سنگ‌های توف‌سیلیسی و توف‌برش) میزبان ماده معدنی می‌باشد. پاراژنز ماده معدنی در تیپ کروکو عمدتاً، اسفالریت و گالن (روی و سرب می‌باشد) که مرتبط با سنگ‌های درونگیر آنها (فلسیک) می‌باشد (Taylor et al., 1995). پاراژنز ماده معدنی در منطقه ورنندان نیز عمدتاً شامل باریت و گالن و به مقادیر کمتر اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، مس خالص، کوپریت، پیریت، تتراهدريت، مگنتیت و هماتیت می‌باشد. در تیپ کروکو مقدار زیادی کانی‌های سولفاتی باریت و ژیپس (انیدریت) دیده می‌شود (Singer, 1986)، که در منطقه ورنندان ماده معدنی اصلی باریت و گالن می‌باشد. از لحاظ محیط تکتونیکی ته نشست، کانسارهای تیپ کروکو عمدتاً در کمان‌هایی ماگمای مرتبط با فرورانش (مثل جزایر قوسی) و نیز محیط‌های ریفتی پشت کمان اقیانوسی و کمان حاشیه قاره‌ای تشکیل می‌شوند و ماگماتیسم مرتبط با تشکیل آنها ماهیت کالک‌آلکالن دارد (Singer, 1986; Urabe and Marumo, 1991) که کانسار ورنندان نیز در یک حوضه درون‌کمانی مرتبط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در نتیجه فرورانش لیتو سفر اقیانوسی به زیر ورقه ایران رخ داده است و ماگماتیسم مرتبط با تشکیل آنها با آنالیز نمونه‌های از توده گرانیته‌ی-

۱ - Bimodal- felsic

۲ - Kuroko type

گرانودیوریتی و تفسیر آن در فصل مطالعات ژئوشیمیایی ماهیت کالک آلکان را از خود نشان می‌دهد. و همچنین هر دوی آن‌ها در یک سکانس آتشفشان- رسوبی قرار دارند بطور کلی کانسار منطقه ورندان بیشترین شباهت را با تیپ کروکو دارا می‌باشد.

۸-۵-۱-۱ شواهد ژئوشیمیایی و دسته‌بندی کانسار ورندان از لحاظ نوع کانسنگ تیپ کروکو

مطالعه ژئوشیمیایی افق‌های کانه‌دار در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) مورد توجه بسیاری از محققین از جمله (Eyuboglu et al., 2014; Robert et al., 2008; Shikazono et al.,) 2008 بوده است، در این کانسارها سیالات گرمابی حاصل از نفوذ آب دریا از طریق شکاف‌ها و گسل‌های موجود در کف دریا، در حین دگرسانی سنگ‌های دیواره مسیر خود می‌توانند فلزاتی نظیر Ba, Pb, Zn, Cu, Fe, Sr را از داخل ساختمان کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ به ویژه فلدسپات‌ها و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار سنگ‌های دیواره بشویند و با خود حمل نمایند و در محل ظهور چشمه‌های آب داغ زیردریایی در بستر حوضه رسوبی و برخورد با محیط غنی از SO_4^{2-} آب دریا محتوای کاتیونی خود را به صورت کانی‌های سولفاتی و سولفیدی رسوب دهند (Marumo, 1989). در کانسار ورندان کانی سولفاتی اصلی سولفات باریم ($BaSO_4^{2-}$) می‌باشد.

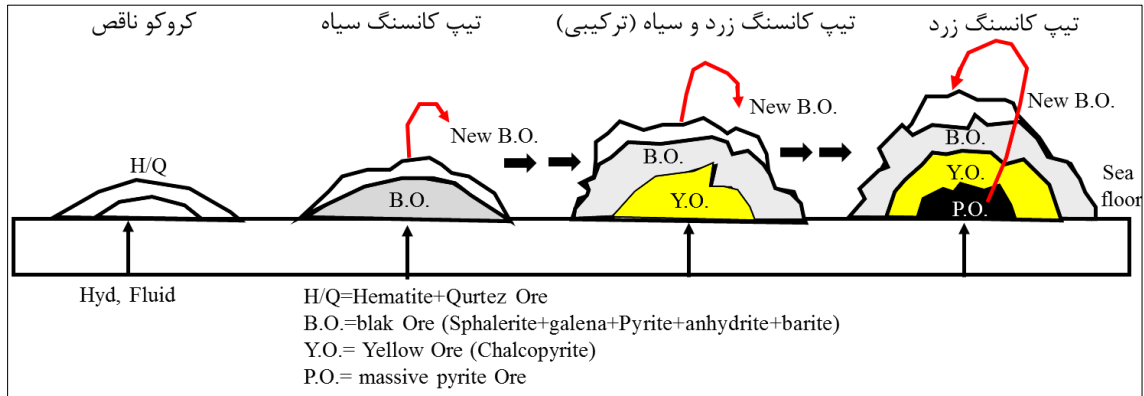
کانسارهای کروکو براساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn به سه تیپ دسته‌بندی شده است (Horikoshi & Shikazono, 1978): ۱- تیپ کانسنگ سیاه که نسبت Cu/Zn کمتر از حدود $0/3$ است، ۲- تیپ کانسنگ ترکیبی، که از کانسنگ زرد و سیاه با زون‌بندی خوب و نسبت Cu/Zn حدود $0/3$ تا $0/5$ تشکیل شده است و ۳- تیپ کانسنگ زرد که به واسطه یک کانسنگ پیریتی خوب توسعه یافته است و با نسبت Cu/Zn بیشتر از $0/5$ از دیگر تیپ‌ها متمایز می‌باشد. این تقسیم‌بندی بر این اصل استوار است که عموماً سیال‌ها با دمای بالاتر نسبت به سیال‌ها با دمای کمتر دارای نسبت‌های بالاتر Cu/Zn و Cu/Pb هستند (Ohmoto, 1996) (شکل ۸-۱۱). در کانسار ورندان جهت تعیین تیپ

کانسنگ، نسبت مقدار Cu/Zn بصورت میانگین برای کانسنگ باریتی سولفیدی در زیرافق اول، دوم و سوم به ترتیب برابر ۱/۸۰، ۰/۱۲، ۱۱/۰۸ است، که در زیرافق‌های اول و سوم در محدوده کانسنگ زرد و در زیرافق دوم در محدوده کانسنگ سیاه واقع می‌شوند. این نسبت‌ها نشان می‌دهد دمای سیال کانه‌ساز برای زیرافق اول در حد بالا (حدود ۳۵۰-۳۰۰ درجه) (شکل ۸-۱۲-الف) و (جدول ۸-۱)، برای زیرافق دوم در حد متوسط (حدود ۳۰۰-۲۰۰ درجه) (شکل ۸-۱۲-ب) و (جدول ۸-۲) و برای زیرافق سوم در حد بالا است (حدود ۳۵۰-۳۰۰ درجه) (شکل ۸-۱۲-ج) و (جدول ۸-۳) و دمای سیال کانه‌ساز در حدی بوده که توانسته کانسنگ ترکیبی زرد و سیاه را در زیرافق اول و سوم برجای بگذارد و طی فرایند پالایش پهنه‌ای^۱ امکان تشکیل کانی‌های مس‌دار (کالکوپیریت و بورنیت) (شکل ۵-۱۸) به صورت محصولات جاننشینی کانی‌های کانسنگ سیاه (اسفالریت، گالن، باریت، پیریت و تتراهدریت) را فراهم آورد. فرایند انحلال مجموعه‌های سولفیدی حرارت پایین و جاننشینی آنها توسط سولفیدهای حرارت بالاتر، به عنوان پالایش پهنه‌ای معروف است که برای اولین بار توسط الدریدج و همکاران^۲ (1983) برای کانسارهای سولفید توده‌ای کروکو معرفی گردید است. از سوی دیگر نسبت بالا و متوسط Cu/Zn، در کانسار ورنندان نشانه فاصله محدود و خیلی کم این کانسار از منشاء حرارتی می‌باشد. در کانسار غنی از طلای باریکا این نسبت برابر ۰/۲۹ می‌باشد که در محدوده کانسنگ سیاه می‌باشد، که نشان می‌دهد دمای سیالات کانه‌ساز پایین و حدود ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه بوده است و از منشاء حرارتی خروج سیالات فاصله زیادی داشته است (Tajodin et al., 2011)، همچنین در کانسار دره کاشان فقط کانسنگ سیاه تشکیل شده است و به عنوان تیپ کانسنگ سیاه معرفی شده است (نظری، ۱۳۷۴) و به احتمال زیاد دمای کانسار پایین و شبیه کانسار باریکا می‌باشد، روند سیالات کانه‌ساز بر اساس مدل

۱ - Zone refining

۲ - Eldridge

اوهموتو (1996) برای هر سه زیرافق کانسار ورنندان و در مقایسه با کانسار دره و باریکا ترسیم شده است (شکل ۸-۱۳).



شکل ۸-۱۱- کانسارهای کروکو براساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn به سه تیپ دسته‌بندی شده است بر گرفته از (Horikoshi & Shikazono, 1978).

جدول ۸-۱- نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های کانسنگ چینه سان در زیرافق اول کانسار ورنندان

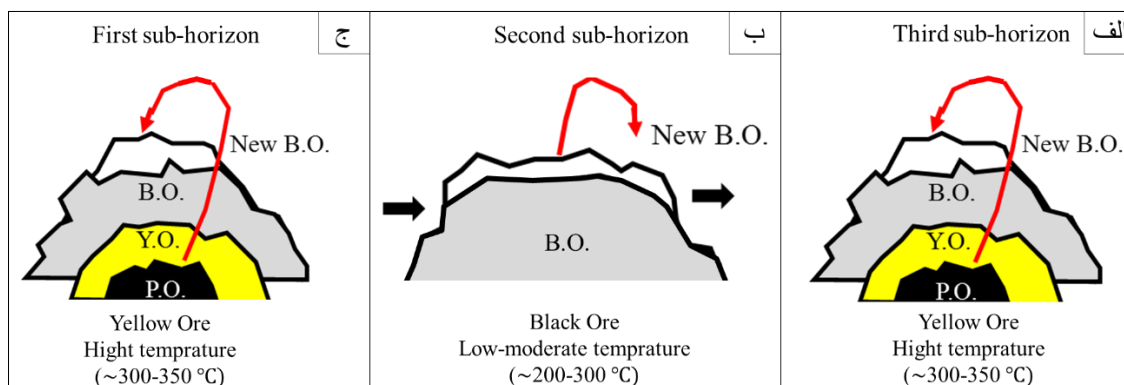
Place	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn
Vent Complex	۶۹۵	۵۴۲	۱/۲۸۲۲
Bedded-banded	۳۵	۱۵	۲/۳۳۳۳
			Average = ۱/۸۰

جدول ۸-۲- نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های کانسنگ چینه سان در زیرافق دوم کانسار ورنندان

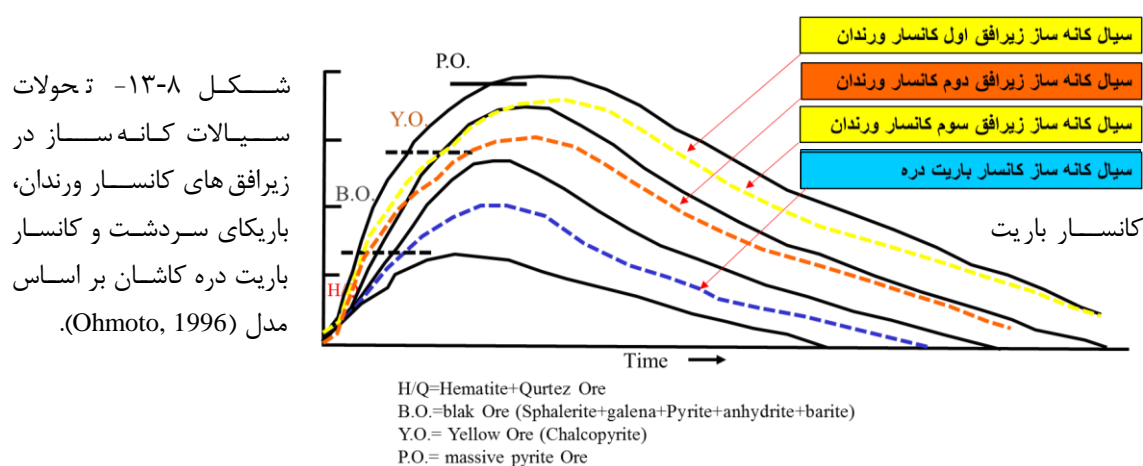
Place	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn
Vent Complex	۵	۸۵۳	۰/۰۰۵۸
Bedded-banded	۲۳	۹۸	۰/۲۳۴۶
			Average = ۰/۱۲

جدول ۸-۳- نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های کانسنگ چینه سان در زیرافق سوم کانسار ورنندان

Place	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn
Vent Complex	۴۶۱	۵۷۶	۰/۸۰۰۳
Bedded-banded	۱۹۴۵	۹۱	۲۱/۳۷۳۶
			Average = ۱۱/۰۸



شکل ۸-۱۲- نسبت مقدار Cu/Zn در کنسار ورندان برای کانسنگ باریتی و سولفیدی الف: در زیرافق اول تیپ کانسنگ زرد، ب: در زیرافق دوم تیپ کانسنگ سیاه و ج: در زیرافق سوم تیپ کانسنگ زرد.



شکل ۸-۱۳- تحولات سیالات کانه ساز در زیرافق های کنسار ورندان، باریکای سردشت و کنسار باریت دره کاشان بر اساس مدل (Ohmoto, 1996).

۸-۵-۲- مقایسه کانه زائی در منطقه با کنسارهای مشابه جهان و ایران:

کانسارهای ورندان و دره امروود با توجه به ویژگی‌هایی از جمله نوع سنگ درونگیر، رخساره‌های کانه‌دار، محیط تکتونیکی، سن کانه‌زائی، شکل هندسی پیکره‌های معدنی، ساخت و بافت، کانی‌های معدنی، کانی‌های باطله، پهنه‌بندی فلزی، پالایش پهنه‌ای و دگرسانی، نسبت سنگ‌های آتشفشانی به سنگ‌های رسوبی، پاراژنکانی‌ها، دگرسانی و ژئوشیمی با کنسارهای VMS قابل مقایسه هستند (جدول ۸-۴). این کنسارها از لحاظ ویژگی‌های ذکر شده با کنسارهای حوضه هوکروکو ژاپن و کنسار رزبری در استرالیا و همچنین در ایران با کنسار دره کاشان، کنسار تپه‌سرخ دلیجان و کنسار باریکای سردشت شباهت‌های دارد که در جدول (۸-۵) ارائه شده است.

جدول ۸-۴- مقایسه کانسار ورندان و دره‌امرو و با ویژگی‌های انواع کانسارهای سولفیده توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)

ویژگی‌های شاخص	کانسار ورندان	کانسار دره‌امرو	تیپ سیلیسی کلاستک فلسیک (Bathurst)	تیپ بایمودال فلسیک (Kuroko)	تیپ بایمودال مافییک (Noranda)	تیپ پلیتییک مافییک (Besshi)	تیپ مافییک-الترامافییک (Cyprus)
محیط تکتونیکی	درون کمانی (Intra- arc)	درون کمانی (Intra- arc)	کمان و پشت کمانی	کمان و پشت کمانی	کمان‌های نوظهور اقیانوسی	پشت کمانی (Back- arc) ریف‌های قاره‌ای	پشته‌های میان اقیانوس، پشت کمانی
سنگ‌های میزبان و همراه	توفسیلیسی، توفبرش و سنگ‌های آذرآواری فلسیک اندزیت- داسیت، توف‌آهکی	توفسیلیسی، توفبرش و سنگ‌های آذرآواری فلسیک، شیل و مارن	داسیت، ریولیت و شیل سیاه	ریولیت و داسیت و سنگ‌های آذرآواری فلسیک	بازالت، اندزیت و آذرآواری	گدازه‌های بازالتی، اندزیت-بازالتی، شیل، سیلنتون سیاه، ماسه سنگ	بازالت‌های بالشی و سنگ‌های الترامافییک
کانی‌های معدنی	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، آرسنوپیریت، پیروتیت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، تتراهدریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، پیروتیت	پیریت، کالکوپیریت
کانی‌های باطله	باریت فراوان، کربنات، کوارتز، سربیسیت	باریت فراوان، کربنات، کوارتز، سربیسیت	کربنات، کوارتز، سربیسیت، باریت	باریت فراوان، کوارتز	کلریت، کوارتز، کربنات، اپیدوت	کلریت، کوارتز، سربیسیت	کوارتز، کلریت
عناصر فلزی	Pb-Cu-Zn	Pb-Zn	Zn- Pb-Cu	Pb- Zn	Cu-(Zn)	Cu- Zn	Cu
دگرسانی	کلریتی، سربیسیتی، سیلیسی	کلریتی، سربیسیتی، سیلیسی	سربیسیتی، سیلیسی، کلریتی، کلسیتی	سربیسیتی، کلریتی، سیلیسی	کلریتی و سربیسیتی	کلریتی، سیلیسی، سربیسیتی، اپیدوت	کلریتی، سیلیسی، سربیسیتی،
مثال از تیپ‌های مشابه در ایران	تحقیق حاضر	تحقیق حاضر	کانسار چاه گز (موسیوند و راستاد ۱۳۸۹)	کانسار باریکا (تاج الدین و همکاران، ۱۳۸۹)، کانسار دره (نظری و یعقوب پور ۱۳۷۰)	کانسار سرگز (بدرزاده و سبزه‌ئی و راستاد ۱۳۸۸)	موسیوند و راستاد ۱۳۸۲ و کانسار نوده مغفوری، راستاد و موسیوند ۱۳۹۰	کانسارهای شیخ‌عالی (منظمی و راستاد ۱۳۷۷) قزل‌دانش (امامعلی پور ۱۳۷۶)

جدول ۸-۵- مقایسه کانسارهای منطقه با کانسارهای مشابه در جهان و ایران

مهم ترین خصوصیات کانسار	کانسار ورندان	کانسار دره امرود	کانسار تپه سرخ	کانسار دره	کانسارهای کروکو در ژاپن	کانسار Rosebery در تاسمانیا، استرالیا	کانسار پاریکای سردشت
محیط تکتونیکی	درون کمائی (Intra- arc)	درون کمائی (Intra- arc)	درون کمائی (Intra- arc)	درون کمائی (Intra- arc)	پشت کمائی (Back- arc)	پشت کمائی یا درون کمائی	کمان قاره‌ای
سنگ‌های میزبان و همراه	توف‌سیلیسی، توف‌برش و سنگ‌های آذرآواری فلسیک، آندزیت،	توف‌سیلیسی، کریستال لیپیک توف	توف‌سیلیسی، کریستال لیپیک توف	گدازه‌های آندزیت- بازالت ریولیت و آذرآواری‌ها با ترکیب متفاوت	ریولیت، داسیت	ریولیت، داسیت	واحد اسیدی ریولیتی- توف ریولیتی
سن کانسار	اوسن میانی	اوسن میانی- بالایی	اوسن میانی- بالایی	اوسن بالایی	میوسن	کامبرین	کرتاسه پیشین
شکل هندسی پیکره‌های معدنی	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل	صفحه‌ای شکل و عدسی شکل	عدسی شکل	عدسی شکل	صفحه ای شکل و عدسی شکل	عدسی‌های کوچک و بزرگ و هم‌رند با برگ‌وارگی پهنه برشی
ساخت و بافت	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده،	توده‌ای، نیمه توده- ای، دانه پراکنده،	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده،	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده،	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده، رگه‌ای	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده، رگه‌ای	توده‌ای، نواری، دانه پراکنده، رگه‌ای
کانی‌های معدنی	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	گالن، پیریت،	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، تتراهدریت، برونونیت، بولانژریت، الکتروم	پیریت، اسفالریت، گالن، استیبینیت، مجموعه‌ای از سولفوسالت‌ها و الکتروم و کمی کالکوپیریت
کانی‌های باطله	باریت فراوان کربنات، سربیسیت	کربنات، کوارتز، سربیسیت	باریت فراوان سلسنتیت، کربنات، کوارتز،	باریت فراوان کربنات، کوارتز،	باریت فراوان، کوارتز	کوارتز، سربیسیت، کلریت، کربنات، باریت (گاهی زیاد)	باریت فراوان، کوارتز
پهنه‌بندی فلزی	Pb-Cu-Zn	Pb	Fe	Pb	از کمر پایین به کمر بالا: Cu » Zn Pb» Ba	از کمر پایین به کمر بالا Cu-(Au) » Zn-Pb-Au » Ba-Au	Au-Ag- Zn- -Pb-Cu-
پالایش پهنه‌ای	شدید	خفیف	خفیف	متوسط	خفیف	خفیف	متوسط
دگرسانی	کلریتی، سربیسیتی، سیلیسی	کلریتی، سربیسیتی، سیلیسی	سربیسیتی، سیلیسی، کلریتی	سربیسیتی، سیلیسی، کلریتی	سربیسیتی، پیریتی، سیلیسی، کلریتی،	سربیسیتی، پیریتی، سیلیسی، کلریتی، کلسیتی، البیتی	سرسیتی، سیلیسی، پیریتی، کلریتی و کلسیتی
مراجع	تحقیق حاضر	تحقیق حاضر	همکاران، ۱۳۸۹ و تحقیق حاضر	نظری و یعقوب پور ۱۳۷۰ و تحقیق حاضر	Ohmoto and Skinner, 1983; Hoy,1995, Huston, 2000	Large, 1992; Large et al., 2001	بارمحمدی و همکاران، ۱۳۸۵ تاج الدین و همکاران، ۱۳۸۹

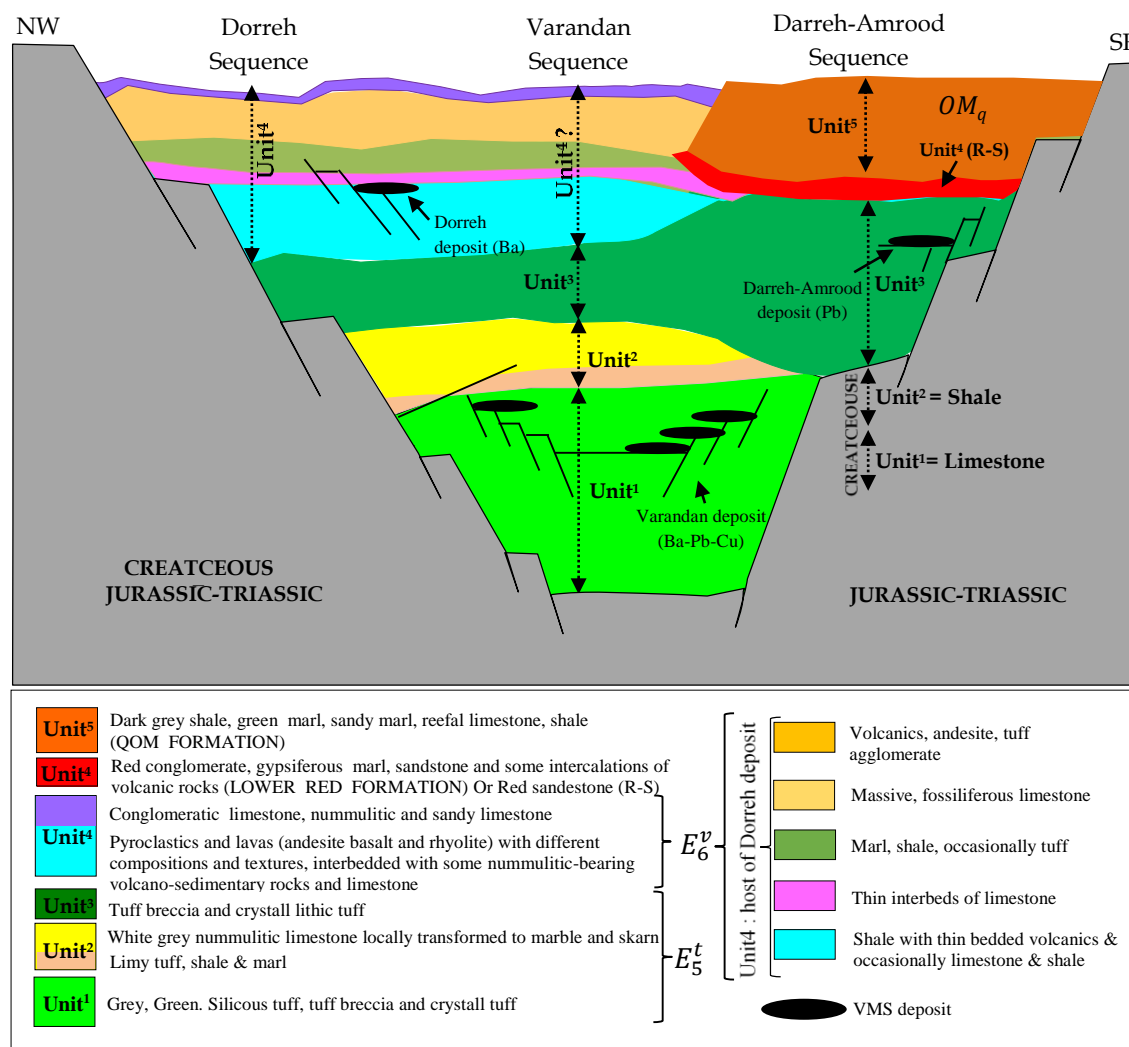
۸-۶- تیپ و جایگاه کانسار باریت - سرب - مس ورنندان و کانسارهای مورد مطالعه باریت دره و تپه سرخ و کانساره سرب - روی دره امرود و بازسازی حوضه آتشفشان - رسوبی

جنوب غرب قمصر

بر اساس مطالعات انجام گرفته کانسارهای مورد بحث تیپ کانه زائی مشابهی را نشان می دهند و نشان از یک کانه زائی ویژه از نوع تیپ کروکو در پهنه ارومیه - دختر و در منطقه جنوب غرب قم هستند که در حوضه های درون کمانی با گسل های فعال همزمان با رسوب گذاری در کف حوضه ایجاد شده اند، همچنین قابل ذکر است که کانسار دره امرود بدون باریت می باشد و تا حدودی شباهت های با تیپ بثورت نیز از خود نشان می دهد و نیاز به مطالعات بیشتر دارد.

در طی فرورانش مورب صفحه عربستان به زیر صفحه ایران و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه پسین، در دوران آئو سن حوضه های کششی عمود بر روند فرورانش در پهنه ماگمائی ارومیه - دختر ایجاد گردیدند. در این حوضه ها تناوبی از رسوبات و مواد آتشفشانی قرار گرفته اند. در ناحیه ورنندان این حوضه کششی به دلیل تغییرات شرایط محیطی و عمق حوضه، به صورتی که در طی آن واحد آتشفشانی (Unit¹) میزبان کانسار ورنندان بصورت ۴ زیرافق متوالی در میان این واحد آتشفشانی بصورت همروند با واحدهای میزبان تهنشست پیدا کرده است و سرانجام با تغییر عمق و شرایط حوضه ای واحد آهکی (Unit²) رسوب یافته است. دوباره با عمیق تر شدن حوضه واحد آتشفشانی (Unit³) تهنشست شده اند. کانسار دره امرود بصورت یک افق معدنی در میان این واحد آتشفشانی در بصورت همروند با واحدهای میزبان تشکیل شده است و سرانجام با کاهش عمق واحد آتشفشانی - رسوبی (Unit⁴) میزبان کانه زائی در کانسار باریت دره تهنشست یافته اند (این واحد در توالی کانسار ورنندان رخنمون ندارد). سرانجام حوضه مجدد عمیق شده و واحد رسوبی آهکی معادل واحدهای آهکی سازند قم در کمر بالای کانسار دره تهنشست پیدا کرده است (شکل ۸-۱۴). قابل ذکر است که توده نفوذی گرانودیوریتی - گرانیتی بعداً در این حوضه نفوذ نموده است و باعث چین خوردگی و بالآآمدگی

این واحدها شده است و کانه‌زائی‌های محدودی مورد مطالعه مربوط به زمان قدیمی‌تر از نفوذ توده گرانودیوریتی - گرانیتی می‌باشند و بصورت کانسار VMS رخ داده‌اند.



شکل ۸-۱۴- بازسازی حوضه آتشفشانی- رسوبی در زمان ائوسن در منطقه کاشان و جایگاه کانسارهای سولفید توده‌ای باریت- سرب- مس- روی در آن، (بدون مقیاس).

۸-۷- نتیجه گیری کلی

با توجه به شکل هندسی چینه‌سان در کانه‌زائی باریت- سرب- مس در منطقه ورندان و رخداد آن در افق‌های چینه‌ای خاص و وجود رخساره‌های استرینگر، لایه‌ای نواری و رسوبات برون‌دیمی همچنین دارا بودن سنگ‌های درونگیر آتشفشانی- رسوبی شامل توف سیلیسی، توف‌برش و توف آهکی و داشتن

بافت‌های اولیه توده‌ای، نواری و لامینه و چین خوردگی و گسل خوردگی زیرافق‌های کانه‌دار به همراه سایر واحدهای توالی میزبان، اینطور استنباط می‌شود که کانه‌زائی باریت-سرب-مس در منطقه ورندان بصورت همزمان با نهشته شدن سنگ‌های میزبان رخ داده است. براساس مطالعه میکروترموتری سیالات درگیر، ادخال‌های غالب در این کانسار از نوع دو فازی مایع-بخار (L+V) با شوری نسبتاً متوسط تا پایین (۰/۴ تا ۱۴/۰۹ درصد وزنی نمک طعام) و دمای همگن شدن بین ۱۴۸ تا ۳۷۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشند. بیشترین فراوانی دمای همگن شدن برابر ۲۷۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و چگالی سیالات درگیر برابر ۰/۷ تا ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. با توجه به احتمال کم رخداد جوشش در کانسار ورندان، فشار تا حدود ۵۰ تا ۱۰۰ بار (bar) و حداقل عمق آب تا حدود ۹۰۰ متر تخمین زده می‌شود. مطالعات ژئوشیمیایی در رخساره‌های کانه‌دار نشان می‌دهد که میزان عناصر Ag، As، Cu، Sb و Sr در بخش چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) زیرافق سوم خیلی بالاتر از زیرافق‌های دیگر بوده و به ترتیب برابر ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰ و ۱۰۱۳ ppm می‌باشند. در کانسار ورندان جهت تعیین تیپ کانسنگ، نسبت مقدار Cu/Zn بصورت میانگین برای کانسنگ باریتی سولفیدی در زیرافق اول، دوم و سوم به ترتیب برابر ۱/۸۰، ۰/۱۲، ۱۱/۰۸ است، که در زیرافق‌های اول و سوم در محدوده کانسنگ زرد و در زیرافق دوم در محدوده کانسنگ سیاه واقع می‌شوند. مطالعات الکترون میکروپروب (EPMA) بر روی کلریت از رخساره‌های استرینگر زیرافق دوم و سوم نشان می‌دهد که این کلریت‌ها در رده کلریت‌های غنی از آهن و نزدیک به قطب کلینوکلر قرار می‌گیرند. همچنین قابل ذکر است که شباهت‌های از لحاظ بافت و ساخت بین کانسار ورندان و کانسار باریت دره، کانسار تپه سرخ، کانسار باریکای سردشت، کانسارهای حوضه هوکوکو ژاپن و کانسار رزبری استرالیا وجود دارد. کانه‌زائی در کانسار ورندان در اثر فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی در یک حوضه کششی محلی درون کمانی مرتبط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و فرورانش این لیتوسفر اقیانوسی به زیر ورقه ایران، نهشته شده است و سپس به‌همراه سنگ‌های درونگیر توسط حرکات کوهزایی جوان

دچار دگرشکلی شده است. بر اساس شواهدات موجود تیپ کانه‌زائی کانسار ورندان بیشترین شباهت را با تیپ بایمدال فلسیک یا تیپ کروکو دارا می‌باشد.

۸-۸- پیشنهادات اکتشافی

- با توجه به مطالعات انجام شده و تمام نتایج به دست آمده از این تحقیق می‌توان به شبیه بودن حوضه هوکورکو ژاپن در مورد حوضه‌های درون کمانی پهنه ارومیه- دختر بخصوص ناحیه جنوب‌غرب قم بیشتر اندیشید و جهت اکتشاف کانسارهای تیپ کروکو در این حوضه طرح‌ها و اقدامات پژوهشی بیشتر انجام بگیرد.

- تشخیص محل عبور گسل‌های هم‌زمان با رسوبگذاری، دگرسانی‌های کلریتی و سرسیتی برای اکتشاف نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشانزاد بسیار مهم است. در این محل‌ها تغییرات رخساره-های رسوبی یا آتشفشانی و یا تغییر ناگهانی ضخامت آن‌ها و یا وجود توده‌های نیمه عمیق که به صورت طویل در امتداد منطقه گسترش دارند، نشان دهنده وجود گسل‌های هم‌زمان با رسوبگذاری می‌باشند.

- با توجه به تیپ کانه‌زائی در محدوده معدنی ورندان، بیشترین میزان نقره و فلزات پایه در زون غنی از سولفید و سولفوسالت در کانسنگ سیلیسی-باریتی زیرافق سوم متمرکز شده است، بنابراین برای استخراج این فلزات باید در امتداد رخساره لایه‌ای-نواری زیرافق سوم، در محدوده کانسار حفر ترانشه پیشنهاد می‌گردد. البته لازم به یادآوری است که با توجه به تیپ کانه‌زائی، و فاصله از محل خروج در این زیرافق‌ها باریت نمی‌تواند تا فاصله زیادی امتداد داشته باشد و همچنین برای استخراج مس در سمت کف دره و در کمرباطین ماده معدنی حفاری اولیه پیشنهاد می‌گردد.

- با توجه به عیارهای جالب توجه برای سرب و نقره در محدوده معدنی ورندان، بررسی دقیق دیگر محدوده‌های دگرسان و دگرشکل در منطقه از جمله کانسار باریت گرمچکان در قم و تپه سرخ دلیجان

که در این تحقیق به دلیل محدودیت زمانی میسر نشده است، ضروری به نظر می‌رسد چرا که مشخص شدن ارتباط ژنتیکی بین این محدوده‌ها و محدوده معدنی ورنندان، می‌تواند در اکتشافات بعدی در منطقه جنوب غرب قم مفید واقع شود.

- با توجه به کوهستانی بودن زیاد واحدهای سنگی در مناطق جنوب کاشان و دلیجان، یکی از ساده‌ترین راه‌های اکتشاف اولیه تپ‌های کانه‌زائی مشابه محدوده معدنی ورنندان، کنترل کردن وجود یا عدم وجود معادن باریت در مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن می‌باشد.

- با توجه به اینکه کانه‌زائی باریت و سرب در منطقه کاشان و دلیجان در یک محیط کششی درون کمانی انجام شده است، لذا حوضه‌های آتشفشانی- رسوبی درون کمانی ائوسن میانی در بخش شمال غربی پهنه ارومیه- دختر، جهت اکتشاف باریت، سرب و نقره و فلزات پایه و برای پی‌جویی کانسارهای مشابه در مقیاس ناحیه‌ای پیشنهاد می‌شوند.

اطلاعات جمع‌آوری شده در این تحقیق همگی با استفاده از مشخصات سطحی و حداکثر عمق چند متری کانسار در داخل تونل‌ها بوده است، از این رو پیشنهاد می‌شود که در چند نقطه حفاری انجام شود تا به این طریق اطلاعات بیشتر از عمق و گسترش ماده معدنی به دست آید.

منابع

اسداللهی ح. (۱۳۸۲)، "پتروژنز و پتانسیل کانه‌زائی اسکارن‌های منطقه قزآن"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

امامی م. چ. حاجیان ج. (۱۳۵۹)، "نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ قم" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

ایزدی ح. (۱۳۷۵)، "برسی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژنز باریت- سرب قزآن قمصر کاشان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد، واحد شمال.

آقناباتی س. ع. (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۴۰۰ ص.

آهنکوب م. (۱۳۸۲)، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیائی هاله دگرگونی توده گرانیتوئیدی قهرود" چکیده پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

برنا ب.، جان‌نثاری، م. (۱۳۷۳)، گزارش عملیات اکتشافی، چکشی و متالوژنی در ور قه ۱:۱۰۰۰۰۰: کاشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بشیری آ. (۱۳۷۸)، بررسی کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی اسکارن‌ها، مرمرها و هورنفلس‌های حدفاصل میمه قمصر، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

تاج‌الدین ح. راستاد ا. یعقوب‌پور ع. محجل م. (۱۳۸۹)، سنگ‌زایی، ژئوشیمی و نقش دگرشکلی در کنترل الگوی پراکندگی عناصر کانه‌ساز در کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلا باریکا، خاور سردشت، سنندج- سیرجان شمالی، فصل‌نامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۳، صفحه ۱۴۱ تا ۱۵۶.

تقی‌زاده ن. رضوی، م. ح. (۱۳۶۱)، گزارش بازدید از کانسار کبالت قمصر کاشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

جان‌نثاری م. ر. (۱۳۷۵)، اکتشافات معدنی با نگرش ویژه بر سیمای متالوژی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد، واحد شمال.

جعفری م. (۱۳۸۰)، پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی قهرود، پایان‌نامه کارشناسی ارشد،

حاجی‌علیلو ب. (۱۳۶۸)، بررسی پتانسیل‌های معدنی منطقه قمصر کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

حسن‌زاده ج. (۱۳۵۷)، مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه قمصر کاشان (ایران مرکزی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

حسینی پاک‌ع. ا. (۱۳۷۴)، گزارش پروژه اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک سیمای ژئوشیمیایی و متالوژنی در محدوده برگه‌های کاشان - نطنز - طرق (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حسینی پاک‌ع. ا. (۱۳۷۴)، گزارش پروژه اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک سیمای ژئوشیمیایی و متالوژنی در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

خلج‌معصومی م. لطفی م و نظری م. (۱۳۸۹)، "تعیین مدل کانی‌سازی معدن تپه سرخ بیجگان دلیجان - استان مرکزی" فصلنامه تخصصی زمین و منابع، سال اول، پیش شماره دوم، بهار ۸۸. ص ۳۳-۴۳.

خلعت‌بری جعفری م. علائی‌مه‌بادی س. (۱۳۷۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

خویی ن. (۱۳۶۱)، مطالعه کانی شناسی معدن کبالت لاجورد قمصر کاشان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

رادفر ج. علایی مهابادی س. هاشم‌امامی م. (۱۳۷۲)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زاهدی م. عمیدی س. م. (۱۳۵۹)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زاهدی م. (۱۳۷۰)، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان" سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

شرکت مهندسی مشاور تحقیقات معدنی خاک کوب (۱۳۷۰)، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه قهرود (کاشان)" وزارت معادن و فلزات.

طباطبایی منش س. م. میرلوحی ا. صفایی ه. ترابی ق. (۱۳۸۷)، "ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در دره جهق (جنوب کاشان)"، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۸، شماره ۳.

طباطبایی منش صفایی ه. س. م. میرلوحی ا. (۱۳۸۹)، "بررسی کانی‌شناسی و فرآیندهای موثر بر سنگ‌های آتشفشانی تاقدیس جهق (جنوب کاشان)"، نشریه پترولوژی، سال اول، شماره دوم، ص، ۶۱ - ۷۶.

طهماسبی نمکی ز. (۱۳۸۲)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی نیاسر کاشان"، چکیده پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

علوی م. (۱۳۵۹)، "نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ گلیپایگان" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

عمیدی م. هاشم امامی م. چ. زوهره‌بخش م (۱۳۵۹)، "نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

فرخ پی ه. شمسی پور ر. نصر اصفهانی ع. (۱۳۸۹)، "پترولوژی اقتصادی توده نفوذی ورنان قرآن: بررسی ذخایر فلزی"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان. همایش پترولوژی کاربردی، ۷ ص.

قربانی م. (۱۳۸۱)، "زمین‌شناسی اقتصادی، آثار و نشانه‌های رخدادهای معدنی ایران" سازمان زمین‌شناسی ایران (تهران)، ۶۹۵ ص.

معین وزیری ح. (۱۳۷۷)، "دیپاچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران" دانشگاه تربیت معلم تهران.

مهدوی زفرقندی م. (۱۳۵۷)، "مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه شمال ابیان، بین کاشان و نطنز (ایران مرکزی)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

میرلوحی ا. (۱۳۸۷)، "پترولوژی و خاستگاه ژئوتکتونیکي بازالت‌های پالئوزوئیک زیرین دره جهق (شرق روستای قهرود، جنوب کاشان)". چکیده پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

نظری م. یعقوب پور ع. مدنی ح. (۱۳۷۰)، "کانسار باریت درین کاشان"، دانشگاه تربیت معلم، چهارمین سمپوزیوم معدنکاری ایران. ص. ۱۰۶-۱۲۵.

نوربخش پ. (۱۳۷۹)، "مطالعه کانی‌شناسی، پتروگرافی و پترولوژی اسکارن‌های شرق قهرود"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد، واحد شمال.

نیکلاس ه. (۱۳۶۲)، "مطالعات ژئوفیزیکی بر روی معدن کبالت لاجورد قمصر کاشان".

وزیری م. (۱۳۶۶)، "زمین شناسی، چینه شناسی و فسیل شناسی جنوب و جنوب غربی کاشان (ایران مرکزی)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

وکیلی نوش آبادی م. (۱۳۹۳)، "کانی شناسی، سنگ شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آن اسکارنی ورتاوه قهرود"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۹ ص.

هاشم امامی م. چ. (۱۳۵۹)، "نقشه زمین شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ آرآن" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

هاشمی ف. موسیوند ف. رضایی کهخائی م. (۱۳۹۳)، "کانسار باریت-سرب-مس ورندان: نمونه ای از کانه زائی سولفید توده ای آتشفشانزاد تیپ کروکو در کمان ماگمایی ارومیه-دختر"، سی و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران. ایران، ۹ ص.

هاشمی ف. موسیوند ف. رضایی کهخائی م. (۱۳۹۳)، "زمین شناسی و ژئوشیمی افق های کانه دار کانسار سولفید توده ای آتشفشانزاد باریت-سرب-مس ورندان در جنوب غرب قم ص"، ششمین کنفرانس زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه زاهدان، سیستان و بلوچستان. ایران، ۹ ص.

Reference:

Almodovar, G.R., Saez, R., Pons, J.M., Maestre, A., Toscano, M., Pascual, E., (1998) Geology and genesis of the AznalcoÀllar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain. Miner. Dep. 33, 111-136.

Amidi, M., (1975) Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran central). PhD Thesis. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 316p.

Amidi, S. M., Emami, M. H., & Michel, R. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. Geologische Rundschau, 73, 917-932.

- Badrzadeh, Z., Barrett, T.J., Peter, J.M., Gimeno, D., Sabzehei, M. and Aghazadeh, M., (2010) Geology, Mineralogy and Sulfur Isotope Geochemistry of the Sargaz Cu-Zn Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralium Deposita*, 46, 905-923.
- Bailes, A. H., and Galley, A. G. (2000) Evolution of the Paleoproterozoic Snow Lake arc assemblage and geodynamic setting for associated volcanic-hosted massive sulphide deposits, Flin Flon Belt, Manitoba, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 1789-1805.
- Bailey, S. W. (1980) Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, 15, 85-93.
- Bayliss, P. (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *The Canadian Mineralogist*, 13, 178-180.
- Belkabir, A., Gibson, H. L., Marcoux, E., Lentz, D., & Rziqi, S. (2008) Geology and wall rock alteration at the Hercynian Draa Sfar Zn–Pb–Cu massive sulphide deposit, Morocco. *Ore Geology Reviews*, 33, 280-306.
- Berberian, M. and King, G. C. P., (1981) Towards a paleogeography and tectonic Evolution of Iran, *canad. Jour. Earth sci*, 18, 210-256.
- Bodnar, R. J. (1983) A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids. *Economic Geology*, 78, 535-542.
- Bodnar, R. J., & Vityk, M. O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*, 117-130.
- Brauhart, C. W., Groves, D. I., & Morant, P. (1998) Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia. *Economic Geology*, 93, 292-302.
- Brindley, G. W., & Gillery, F. H. (1956) X-ray identification of chlorite species. *The American Mineralogist*, 41, 169-186.

- Barriga, F.J.A.S., (1983) Hydrothermal metamorphism and ore genesis at Aljustrel, Portugal. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, Canada.
- Barriga, F.J.A.S., Fyfe, W.S., (1998) Multi-phase water-rhyolite interaction and ore fluid generation at Aljustrel, Portugal. *Miner. Dep.* 33, 188-207.
- Bryndzia, L.T., Scot, S.D., Farr, J.E., (1983) Mineralogy, geochemistry and mineral chemistry of siliceous ore and altered footwall rocks in the Uwamuki 2 and 4 deposits, Kosaka mine, Hokuroku district, Japan. *Econ. Geol. Monograph* 5, 507-522.
- Cagatay, M. N. (1993) Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits; examples from Turkey. *Economic Geology*, 88, 606-621.
- Clark, S. H. B., Gallagher, M. J., & Poole, F. G. (1990) World barite resources: a review of recent production patterns and a genetic classification. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions. Section B. Applied Earth Science*, 99.
- Cook, S. J. & Bowman, J. R., (1997) Contact metamorphism surrounding the Alta stock: Finite element model simulation of the Heat-and 18O/16O mass-transport during prograde metamorphism. *Am. Jour. Sci.*, 297, 1-55.
- Cotton, F.A.; Wilkinson, G., (1980) *Advanced inorganic chemistry: comprehensive text*, 4th Ed. New York, John Wiley. 286 p.
- Cox, K.G. Bell, J.D., Pankhurst, R.J., (1979) *the interpretation of the Igneous Rocks*. Georg, Allen & Unwin, London, 450 P.
- Cunningham, C. G., (1978) PRESSURE-GRADIENTS AND BOILING AS MECHANISMS FOR LOCALIZING ORE IN PORPHYRY SYSTEMS. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 6, 745-754.
- De Laroche H. Leterrier. J. Grandelaude, Pl, and Marchal, M., (1979) A Classifications of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagrams and major element analyses. It's relationships with current nomenclature. *chemical Geol.*, 29, 183-210.
- Debon, F. and Le Fort, P., (1983) A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *R. Soc Edinb Trans*, 73, 135-149.

- Doyle, M. G., & Allen, R. L. (2003) Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 23, 183-222.
- Eldridge, C.S., Barton Jr, P.B. and Ohmoto, H., (1983) Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *Journal of Economic Geology Monograph*, 5, 241-281.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Yi, K., (2014) The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Journal of Ore Geology Reviews*, 59, 29-54.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O., Kwon, S., (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic Evolution of eastern Mediterranean region. *Lithos* 146–147, 218–232.
- Fleischer, M. (1983) Glossary of mineral species. Mineralogical Record Incorporated.
- Foster, M. D. (1962) Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: US Geol. Survey Prof. Paper, 414pp.
- Franklin J.M., Hanington M.D., Jonasson I.R., Barrie C.T. (1998) Volcanogenic massive sulfide deposits. *Can. Geol. Surv.* 33, 175-192.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. and Galley, A.G. (2005) Volcanogenic massive sulfide deposits. *Journal of Economic Geology 100th Anniversary*, 98, 523-560.
- Frost B.R. et al. (2001) A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.
- Gaboury, D., & Pearson, V. (2008) Rhyolite geochemical signatures and association with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103, 1531-1562.
- Galley, A. G., Hanington, 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, and exploration methods:*

- Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 141-161.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I., (2007) Volcanogenic massive sulphide deposits. *Journal of Mineral Deposits of Canada*, 5, 141-161.
- Gemmell, j.B., Large, R.R. and Zaw, K., (1998) Palaeozoic volcanic hosted massive sulfide deposits. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 129-138.
- Ghasemi, A., & Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693.
- Gibson. H., L., Kerr. D., J., (1998) Giant VMS deposits: with emphasis on Archean deposits. In: 5th annual short course of magmatism, volcanism and Metallogeny. Uni. de Bretagne occidental-Brest, France. 33, p:3–5.
- Gibson, H.L., Allen, R.L., Riverin, G., Lane, T.E., (2007) The VMS Model: Advances and Application to Exploration Targeting Ore Deposits and Exploration Technology Paper 49 In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007, 713-730.
- Glasby, G.P., Iizasa, K., Hannington, M., Kubota, H. and Notsu, K., (2008) Mineralogy and composition of Kuroko deposits from northeastern Honshu and their possible modern analogues from the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc south of Japan: Implications for mode of formation. *Ore Geology Reviews*, 34, 547-560.
- Goodfellow, W. D., and Peter, J. M., (1996) Sulphur isotope composition of the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst Mining Camp, N.B.: Implications for ambient environment, sulphur source and ore genesis: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 231-251.
- Goodfellow, W. D., (2003) Geology and genesis of the Caribou deposit, Bathurst Mining Camp, northern New Brunswick, in Goodfellow, W. D., McCutcheon, S. R., and Peter, J. M., eds., *Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine*, Economic Geology Monograph 11, Society of Economic Geologists, 327-360.

- Goodfellow, W.D., (2004) Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn Basin, Canada. Attributes and models of some major deposits in India, Australia and Canada: New Delhi, Narosa Publishing House, 24-99 pp.
- Garcoaa, Palomero F., (1980) Caraa cteres geoloa gicos y relaciones morfoloÂ gicas y geneÂticas de las mineralizaciones del Anticlinal de Riotinto. Inst. Estud. Onubenses ``Padre Marchena'', Excma. Diput. Prov. de Huelva.
- Hall, D. L., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1988) Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. London. Economic Geology, 83, 197-202.
- Haninngton, M.D., Poulsen, K.H., Thopson, J.F.H. and Sillitoe, R.H., (1999) Volcanogenic Gold in the Massive Sulfide Environment. Journal of Economic Geology, 8, 325-351.
- Hannington, M.D., Barrie, C.T., & Bleeker, W. (1999) The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada.
- Hashemi, F., Mousivand, F. and Rezaei-kahkhaei, M., (2014) Volconogenic massive sulfide mineraliztion in the Kashan-Delijan region, Iran. First International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Aisa October12-16, CUG University, Wuhan, China, 21-24.
- Hey, M. H., (1954) A new review of the chlorites. Mineral. Mag, 30, 277-292.
- Horikoshi and Shikazono, (1978) Subtypes and their characteristics of Kuroko- type deposits. Mining Geology, 28, 267-276.
- Hoy, T., (1995) Noranda/kuroko Massive Sulphide Cu-Zn. Selected British Columbia mineral deposit profiles, 1, 1995-20.
- Huston, D., Relvas, J., Gemmell, J.B. and Drieberg, S., (2011) The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic-hydrothermal contributions. Journal of Mineralium Deposita, 46, 473-507.
- Jung, D. & Kursten, M., (1975) Post mesozoic volcanism in Iran and its reltion to the subduction of the Afro-Araban-Under the Eurasian plate.

- Kanehira, K., (1970) Bedded cupriferous iron sulfide deposits in Japan: A review. *Journal of Volcanism and Ore Genesis*, 51-76.
- Karig, D. E. (1971) Origin and development of marginal basin in the western Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 76, 2542-2561.
- Kerrick, D. M. , (1974) Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂) equilibria, *American Mineralogist*, 59, 729-769.
- Koski, R.A. & Mosier, D. L., (2012) Deposit types and associated commodities In: *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*, (eds.) SHANKS III, P. W. C. & THURSTON, R, pp. 10-21, USGS Scientific Investigations Report 2010-5070-C.
- Kresse, R.; Baudis, U.; Jäger, P.; Riechers, H.; Wagner, H.; Winkler, J.; Uwe Wolf, H., (2007) "Barium and Barium Compounds" in *Ullmann's Encyclopedia of Industrial Chemistry*. Wiley -VCH, Weinheim. 325 p.
- Irvine, T., & Baragar, W. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Lapham, D. M., (1958) Structural and chemical variation in chromium chlorite. *American Mineralogist*, 43, 921-956.
- Large, R.R., (1992) Australian Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models. *Journal of Economic Geology*, 87, 471-510.
- Large, R. R., McPhie, J., Gemmill, J. B., Herrmann, W., & Davidson, G. J. (2001) The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions: some examples from Australia. *Economic Geology*, 96, 913-938.
- Large, R.R., Gemmill, J.B., Paulick, H. and Huston, D.L., (2001) The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Journal of Economic Geology*, 96, 957-971.
- Large, R. R., McGoldrick, P., Bull, S., and Cooke, D., (2004) Proterozoic stratiform sediment-hosted zinc-lead-silver deposits of northern Australia, in Deb, M. and

- Goodfellow, W.D., eds., Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits of India, Australia and Canada: Narosa publishing house, Delhi, India, 1-24.
- Laznicka, P. (2006) Giant metallic deposits: future sources of industrial metals. Springer Science & Business Media.
- Lobanov, K. and Gaskov, I., (2012) The Karchiga copper massive sulfide deposit in the high-grade metamorphosed rocks of the Kurchum block: geologic structure, formation, and metamorphism (Rudny Altai). *Journal of Russian Geology and Geophysics*, 53, 77-91.
- Luders, V., Pracejus, B., Halbach, P., (2001) Fluid inclusion and sulfur isotope studies in probable modern.
- Luders, V., and Niedermann, S., (2010) Helium isotope composition of Fluid inclusion hosted in massive sulfide from modern submarine hydrothermal systems. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, 105, 443–449.
- Leistel, J.M., Bonijoly, D., Braux, C., Freyssinet, Ph, Kosakevitch, A., Leca, X., Lescuyer, J.L., Marcoux, E., Mileâ si, J.P., Piantone, P., Sobol, F., Tegye, M., ThieÂblemont, D., Viallefond, L., (1994) The massive sulphide deposits of the South Iberian Pyrite Province, geological setting and exploration criteria. Editions BRGM 234.
- Maniar, P.D. and piccoli, P.M., (1989) Tectonic determination of Granitoids, *Geol., Soc. Am. Bull.*, 101, 635-643.
- Marignac, C., Diagona, B., Cathelineau, M., Boiron, M. C., Banks, D., Fourcade, S., & Vallance, J. (2003) Remobilisation of base metals and gold by Variscan metamorphic fluids in the south Iberian pyrite belt: evidence from the Tharsis VMS deposit. *Chemical Geology*, 194, 143-165.
- Marumo, K., (1989) Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan: Implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2915-2924.

- Marumo, K., (1989) The barite ore fields of kuroko- type of Japan. In: Brodtkorb de, M :
Nometalliferous ore fields, Van Nostrand Reinhold publ. New York, 201- 231.
- Maynard, J.B., (1983) Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits. Springer verlag, New
York.
- Melekestseva, I.Y., Tret'yakov, G.A., Nimis, P., Yuminov, A.M., Maslennikov, V.V.,
Maslennikova, S.P. and Large, R., (2014) Barite-rich massive sulfides from the
Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13° 30.87' N): Evidence for
phase separation and magmatic input. *Journal of Marine Geology*, 349, 37-54.
- Middlemost, E.A.K., (1985) Magmas and magmatic rock. Longman, London.
- Miyashiro, A., (1974) Volcanic rocks series in Island arcs and active continental
margin, *Am. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- Miyashiro, A., (1978) Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*,
66, 91-104.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., (2003) Cretaceous-Tertiary
convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal
of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Moine vaziri, H., (1985) volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. Thesed Etat. Univer
paris-sud, Orsay.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.C., de Lamotte, D.F. & Eshraghi, S.A., (2005) The
structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-
skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics* 24, 1–19.
- Mousivand, M., Rastada, E., Meffre, S., Peter, J., Solomon, M. and Zaw, K., (2011) U–
Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic
massive sulphide deposit, southern Iran, *Journal of International Geology Review*,
53, 1239-1262.
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J., Mohajjel, M., Zaw, K. and Hashem
Emami, H., (2012) Age and tectonic setting of the Bavanat Cu–Zn–Ag Besshi-type

- volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran. *Mineralium Deposita*, 47, 911-931.
- Nelson, J., Paradis, S., Christensen, J., & Gabites, J. (2002) Canadian Cordilleran Mississippi Valley-type deposits: A case for Devonian-Mississippian back-arc hydrothermal origin. *Economic Geology*, 97, 1013-1036.
- O'Connor, J.T., (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on fedspar reactions. *US. Geol. Sur. Prof., paper: 525, B*, 49-84.
- Ohmoto, H. and Skinner, B.L., (Eds.). (1983) The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology Pub. Co.*, 604 pp.
- Ohmoto, H., (1996) Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Journal of Ore geology reviews*, 10, 135-177.
- Orcel J., (1926) Essai de classification des chlorites. *Acad. Sci. (Paris) Comptes Rendus*, 183, 363-582.
- Orcel, J., Callière M. S., Hénin S., (1950) Nouvel essai de classification des chlorites. *Mineral. Mag*, 29, 329-340.
- Paradis, S., & Lavoie, D. (1996) Multiple-stage diagenetic alteration and fluid history of Ordovician carbonate-hosted barite mineralization, southern Quebec Appalachians. *Sedimentary Geology*, 107, 121-139.
- Pašava, J., Vymazalová, A., Petersen, S., & Herzig, P. (2004) PGE distribution in massive sulfides from the PACMANUS hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua New Guinea: implications for PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 39, 784-792.
- Passchier, C.W. and Truw, R.A.J., (1996) *Microtectonic*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 289 P.
- Piercey, S. J., (2009) Lithogeochemistry of volcanic rocks associated with volcanogenic sulphide deposits and applications to exploration, *Submarine Volcanism and Mineralization: Modern through Ancient*, (eds.) B. COUSENS & S. J. PIERCEY,

Geological Association of Canada, Short Course 29-30 May 2008, Quebec City, Canada, pp. 15-40.

Pohl, W. L., (2011) *Economic geology: principles and practice*. John Wiley & Sons.

Pisutha-Arnold, V., Ohmoto, H., (1983) Thermal history, chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko-massive sulphide deposits in the Hokuroku district of Japan. *Econ. Geol. Monog.* 5, 523-558.

Rastad, E., Monazami-Miralipour, A. and Momenzadeh, M., (2012) Sheikh-Ali copper deposit, A Cyprus-type VMS deposit in Southeast Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 13, 51-63.

Relvas, J. M., Barriga, F. J., Ferreira, A., Noiva, P. C., Pacheco, N., & Barriga, G. (2006) Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. I. Geology, mineralogy, and geochemistry. *Economic Geology*, 101, 753-790.

Robb, L., (2005) *Introduction to Ore-Forming Processes*, Blackwell Publishing.

Robert, R., Seal, II. and Jane, M., (2008) Environmental geochemistry of a Kuroko-type massive sulfide deposit at the abandoned Valzinco mine, Virginia, USA. *Journal of Applied Geochemistry*, 23, 320-342.

Roedder, E., (1984) *Fluid inclusions*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 12, 646 pp.

Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, m. and Moin Vaziri, H., (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Journal of Terra Nova*, 22, 26-34.

Safaei, H. (2009) The continuation of the Kazerun fault system across the Sanandaj–Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 35, 391-400.

Sánchez-España, J., Velasco, F., & Yusta, I. (2000) Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 15, 1265-1290.

- Sato, T., (1977) Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. Journal of Geological Society, London, Special Publications, 7, 153-161.
- Schroeder, J. W., (1944) Essai sur la structure de l'Iran. *Eclog. Geol. Helv*, 37, 37-81.
- Scott, S.D., (1997) Submarine hydrothermal systems and deposits, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, John Wiley and Sons, Inc., 3rd. p. 797-875.
- Seal, R.R., Hammarstrom, J.M., Johnson, A.N., Piatak, N.M. and Wandless, G.A., (2008) Environmental geochemistry of a Kuroko-type massive sulfide deposit at the abandoned Valzinco mine, Virginia, USA. *Applied Geochemistry*, 23, 320-342.
- Serdyuchenko, D. P. (1953) Khlorigy, ikh khimicheskaya konstitutsiya i klassifikatsiya. *Trudy Inst. Geol. Nauk. AN SSSR*, 140, 174-266.
- Shand, S.J., (1951) *Eruptive Rocks*, New York. J.Wiley.
- Shand, S.Y., (1947) *The study of rocks*, London Thomas. Marby and Co. P. 236.
- Shanks III, W. C. P. & Koski, R. A., (2012) Introduction. In: *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*, (eds.) Shanks III, W. C. P. and Thurston, R, pp. 4-8, USGS Scientific Investigations Report 2010-5070-C.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H., (1985) *A practical guide to fluid inclusion studies*. Glasgow, Blackie and Son. 239p.
- Shikazono, N., Ogawa, Y. and Utada, M., (2008) Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, 98, 65-79.
- Simmons, S. F., & Browne, P. R. (2000) Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*, 95, 971-999.
- Singer, D.A., (1986) "Descriptive model of kuroko Massive Sulfide, in Cox, D.P., and Singer, D.A., eds. *Mineral deposit Models*", U.S. Geological Survey bulletin, 1693 p.189-187.

- Solomon, M., Tornos, Large, R., Badham, J.N.P., Both, R.A., Khin Zaw, (2004) Zn–Pb–Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits: criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition, *Ore Geology Reviews* 25, 259–283.
- Solomon, M., & Inverno, C. (2006) Zn-Pb-Cu VHMS deposits? extending the brine-pool pool. *ASEG Extended Abstracts*, 2006, 1-11.
- Solomon, M., (2008). Brine pool deposition for the Zn–Pb–Cu massive sulphide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. I. Comparisons with the Iberian pyrite belt, *Ore Geology Reviews*, 33, 329–351.
- Sorby, H.C., (1858) On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quart. J. Geol. Soc. London* 14, 453–500.
- Steele-MacInnis, M., Han, L., Lowell, R. P., Rimstidt, J. D., & Bodnar, R. J. (2012) Quartz precipitation and fluid inclusion characteristics in sub-seafloor hydrothermal systems associated with volcanogenic massive sulfide deposits. *Central European Journal of Geosciences*, 4, 275-286.
- Stocklin, J., (1968) Structural history and tectonics of Iran. A review. *American Assoc Petroleum Geologists Bulletin*, 52,1229-1285.
- Stwertka, a., (2002) A guide to the elements. Oxford University Press US. 144 p.
- Sundblad, K., Andersen, T., Beckholmen, M. & Nilsen, O., (2006) Ordovician Escanaba type VMS deposits in the Scandinavian Caledonides, *Geological Society of Finland. Bulletin. Special Issue 1*, pp. 109-109.
- Strauss, C.K., Roger, G., LeÂcolle, M., Lopera, E., (1981) Geochemical and geological study of the volcano-sedimentary orebody of La Zarza, Huelva Province, Spain. *Econ. Geol.* 76, 1975-2000.
- Seyfried Jr, W.E., Berndt, M.E., Seewald, J.S., (1988) Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot springuids and composition of the ocean crust. *Can. Min.* 26, 787-804.

- Tajodin, H., Rastad, A., Yaghobpor, A. and Mahjal, M., (2011) Petrogenesis Geochimistry and role of diformation on ore element Distribution of Barika Gold-rich Massive sulfide deposit, East of sardasht, Northwest sanandaj-sirjan zone. *Journal of Geoscinces*, 21, 141-156.
- Takin, M., (1971) Iranian geology ans Zeih Continental drift in middle East. *Geol. Survy, Iran*, noten 81.
- Taylor, C.D., Zierenberg, R.A., Goldforb, R.J., Kilburn, J.E., Seal, R.R. and Kleinkopf, M.D., (1995) Volcanic-associated massive sulfide deposits. Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models. US Geological Survey, Open-File Report, 95-831 pp.
- Taylor, C.D., Zierenberg, R.A., Goldforb. R.J., Kilburn. J. E., (1999) Volcanogenic massive sulfide deposits. USA. *Geol. Surv*, 95, 831.
- Tschermak, G., (1890) Die Chloritgruppe. *Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, Abt. I*, 99, 174-266.
- Tschermak, G., (1891) Die Chloritgruppe. *Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, Abt. I*, 100, 29-107.
- Toscano, M., Almodoa var, G.R., Saaez, R., Pascual, E., (1993) Hydrothermal alteration related to the ``Masa Valverde" massive sulphide deposit, Iberian Pyrite Belt, Spain. In: Fenoll Hach-Ali P, Torres-Ruiz J, Gervilla F. (Eds.), *Current research in geology applied to ore deposits*, University of Granada, Spain, pp. 389-392.
- Urabe, T. and Marumo, K., (1991) A new model for kuroko-Type deposits of Japan. *Journal of Episodes*, 14, 246-251.
- Van den Kerkhof, A. M., & Hein, U. F. (2001) Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55, 27-47.
- Vearncombe, S., Barley, M. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Mikucki, E. J., and Vearncombe, J. R. (1995) 3.26 Ga black smoker-type mineralization in the Strelley belt, Pilbara craton, Western Australia. *Journal of the Geological Society*, 152, 587-590.

- Villaseca, C., Barbero, L., & Herreros, V., (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89, 113-119.
- Weiss, Z., (1991) Interpretation of chemical composition and X-ray diffraction patterns of chlorites. *Geologica*.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, 229-272.
- Winchell, A. N., (1936) A third study of chlorite. *Am. Miner.*, 21, 642-651.
- Yamada, R. and Yoshida, T., (2011) Relationships between Kuroko volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, felsic volcanism, and island arc development in the northeast Honshu arc, Japan. *Journal of Mineral Deposita*, 46, 431-448.
- Yang, X.M., Lentz, D., Thorn, K.G., (2008), Geochemical characteristics of gold related granitoids in south western New Brunswick, Canada. *Lithos* (in press).
- Yarmohammadi, A., Rastd, E., Mousivand, f. and Watanabe, M., (2008) Barika Au- AG- (Zn- Pb- Cu) deposit, Frist recognition of Gold- rich Kuroko-type VMS mineralization in Iran. 33rd Int Geol Congress, Oslo, Norway.
- Yeganeh, B., Feiznia, S., & van Loon, A. (2012) Sedimentary environment and palaeogeography of the? Palaeocene-Middle Eocene Kashkan Formation, Zagros fold-thrust belt, SW Iran. *Geologos*, 18, 13-36.
- Zane, A. Weiss, Z. (1998) procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data, *Rend. Fis. Acc. Lincei s. 9*, 51-56.

Abstract

The Varandan barite-lead-copper deposit located in 60 km south of Kashan, and occurred in the Middle Eocene volcanoclastics and volcanics (Unit E_5^t). Host sequence in the Varandan deposit involves three units, from bottom to top: Unit¹: grey, green siliceous tuff, brecciated tuff, crystal tuff and andesite, Unit²: white grey nummulitic limestone, limy tuff and marl, and Unit³: tuff breccia and crystal lithic tuff. Mineralization in the Varandan deposit occurred as four ore sub-horizons in the Unit¹ as lenticular to tabular orebodies concordant to layering of the host rocks. Based on textural, structural and mineralogical studies, the Varandan deposit consists of five ore facieses including: 1) veins-veinlets (stringer zone), involves cross-cutting barite, quartz and sulfide veins-veinlets, 2) brecciated barite and massive pyrite (vent complex zone), involving replacement texture, 3) massive barite and sulfide (massive zone), 4) alternations of barite- and galena-rich bands (Bedded-banded zone) and 5) iron-manganese-bearing hydrothermal-exhalative sediments. Primary ore minerals are barite, galena, sphalerite, chalcopryrite, pyrite, tetrahedrite, magnetite, oligiste, braunite and pyrolusite, accompanying by secondary minerals such as native copper, bornite, cuprite, digenite, covellite, chalcocite, goethite, hematite and malachite. Gangue minerals consist of chlorite, sericite, quartz and calcite. Major wall rock alterations in the deposit are chloritic and quartz-sericitic. Geochemical studies indicate that grades of Ag, As, Cu, Sb and Sr in the stratiform ore (bedded-banded and massive) of the third sub-horizon are much higher than the other sub-horizons, and are 41, 273, 1945, 390 and 1013 ppm, respectively. For determining type of ore of the Varandan deposit the Cu/Zn Ratio for the barite and sulfide ore of the first, second and third sub-horizon are 1.08, 0.12 and 11.08, respectively, which its range from for the first and third sub-horizon lies in the yellow ore and for the second sub-horizon falls in the black ore. Based on electron microprob analysis (EPMA) on chlorite from stringer zones of the second and third sub-horizons, the chlorites fall in the Fe-chlorite close to the clinochlor position. Based on microthermometry of fluid inclusions, dominant fluid inclusion types are of primary two-phase liquid/vapour inclusions with relatively moderate to low salinity (0.4 to 14.9 wt% NaCl eq.), and homogenisation temperatures about 148 to 372 °C. The highest frequency of homogenization temperature is 270 to 300 °C, and density of inclusions range from 0.7 to 0.9 gr/cm³. Based on the low probability of occurrence of boiling process in the

Varandn deposit, and the pressure is estimated at 50 to 150 bar (bar) and minimum water depth is about 900 m. According to the basic characteristics of mineralization, the Varandan deposit could be classified as a bimodal-felsic or Kuroko-type volcanogenic massive sulphide (VMS) deposit. And, the formation of this deposit can be explained by a buoyant Buoyant plume model as result of submarine volcanic-exhalative activities in an intra-arc rift basin.

Keywords: Barite-lead-copper, volcanic massive sulfide (VMS), Kuroko-type, Middle Eocene, Varandan, south Kashan.



دانشگاه شاهرود

University of Shahrood

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

MSc Thesis

**Mineralogy, geochemistry and genesis of the Varandan Ba- Pb- Cu
deposit in the Urumieh-Dokhtar Zone, South of Kashan**

Fayeq Hashemi

Supervisor

Dr. Fardin Mousivand

Advisor

Dr. Mahdi Rezaei-Kahkhaei

June, 2015