

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

موضوع:

## کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن ورتاوه، جنوب کاشان

نگارش:

مجید وکیلی نوش‌آبادی

استاد راهنما:

دکتر فردین موسیوند

استاد مشاور:

دکتر مریم شیبی

شهریور ۱۳۹۳

در آموزه‌های دینی آموخته‌ام که بهترین‌ها را ببخشم...

و دوست داشتم این تحقیق کاری کم عیب و نقص و ارزشمند می‌شد،  
اما حیف که این کار کمتر و کم ارزش‌تر از آن است تا تقدیم کنم به....

## سپاس‌گزاری

### من لم يشكر المخلوق لم يشكر الخالق

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

حرکات نقطه‌ای و دایره‌ایست      قصه‌ای هم‌زیر پرکار است

رو، که اول حدیث پایه‌کنند      حرکت کاشف کوی دیوار است (پروین اعتصامی)

- استاد راهنمای دلسوز و بزرگوارم، جناب آقای دکتر موسیوند، که بی‌شک راهنمایی‌های ارزنده، دانش و دلسوزی‌های ایشان سبب به انجام رسیدن این تحقیق شده است 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 راهنمایم بودند.
- استاد مشاور بزرگوارم، سرکار خانم دکتر مریم شبیبی، که با قبول زحمت مشاوره این تحقیق، در رفع نقایص و مشکلات علمی از هیچ کوششی فروگذار نکردند.
- جناب آقای دکتر صادق‌یان، استادی مهربان و دلسوز که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از راهنمایی‌های ارزشمند ایشان بهره‌مند شده‌ام.
- دوستان عزیز و گرامی، آقایان حمید عمیدی، سید جمال یداللهی، تقی صحرائیان، حسن بسطامی، علی نصراللهی، مجید تاشی و خانم‌ها آهی، باقرزاده، تقی‌زاده، حمیدی، طائفی و ناهیدی فر بخاطر همکاری در طول مراحل تحقیق و همچنین بسیاری از عزیزانی که متأسفانه اینجا امکان تشکر از تک‌تک ایشان مقدور نیست، تشکر و قدردانی می‌کنم.
- و از زحمات تمامی اساتید و پرسنل دانشکده علوم زمین به ویژه سرکار خانم فارسی، که در اموری اداری همکاری بسیاری نمودند.



• و نه در پایان، بلکه از آغاز تا پایان زندگی، خودم را مدیون زحمات پدر و مادر مهربانم می‌دانم که فداکارانه عمر خود را در راه پیشرفت و ترقی من صرف نمودند و همچنین از برادران و خواهران عزیزم که در تمام این سال‌ها مهربانانه و فداکارانه پشتیبان و مشوق من بوده‌اند، قدر دانی می‌نمایم.

مجید و کیلی نوش آبادی

شهریور ۱۳۹۳

## چکیده:

کانسار آهن ورتاوه در ۲۵ کیلومتری جنوب شهر کاشان، ۸ کیلومتری جنوب شرقی شهر قمصر و در کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و توده نفوذی بعد از میوسن زیرین (میوسن میانی؟) پیکره اصلی سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهند. بر اساس این پژوهش تزریق توده نفوذی با ترکیب کوارتز دیوریت-دیوریت به داخل توف‌های کربناتی ائوسن موجب تشکیل کانسار آهن ورتاوه شده است. ماده معدنی بطور عمده از مگنتیت تشکیل شده که در بخش‌هایی با هماتیت و کانی‌های سولفیدی شامل پیریت و کالکوپیریت و کانه‌های ثانویه مالاکیت، لیمونیت، گوتیت و اکسیدهای منگنز همراه است. ماده معدنی دارای بافت‌های توده‌ای، برشی، رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده می‌باشد. مجموعه کانی‌های گارنت، پیروکسن، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، سرسیت و آپاتیت، کانی‌های باطله‌ها را تشکیل می‌دهند. دگرسانی‌های اصلی در منطقه شامل اپیدوتی، کلریتی، سرسیتی و آرژلیتی شدن هستند. مطالعات ژئوشیمیایی توده نفوذی نشان‌دهنده ماگمایی با ماهیت کالک آلکالن و متآلومین و از رده گرانیتهای کمان ماگمایی است. بر اساس مطالعات ژئوشیمی و سیالات درگیر، سیال کانه‌ساز دارای منشأ ماگمایی می‌باشد. گسل، درزه و شکستگی‌های فراوان در منطقه نقش مهمی در انتقال سیالات کانه‌ساز و کانه‌زایی داشته‌اند. مطالعه سیالات درگیر، بیانگر شوری برابر ۵/۴۰ تا ۱۵/۷۸ درصد وزنی نمک طعام در کانی کلسیت، ۷/۱۶ تا ۱۰/۶۴ درصد وزنی نمک طعام در کانی کوارتز و متوسط شوری ۹/۵۶ درصد وزنی نمک طعام برای سیالات کانه‌ساز می‌باشد. نمودار دمای همگن شدن، محدوده بین ۱۵۰ تا ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد در کانی کلسیت و محدوده‌ای بین ۲۷۴ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد در کانی کوارتز را نشان می‌دهد. با تلفیق داده‌های حاصل از بررسی روابط صحرائی، مطالعات پتروگرافی، کانه‌نگاری، مطالعه سیالات درگیر و شیمی سنگ کل، برای کانسار ورتاوه الگوی تشکیل اسکارن کلسیمی پیشنهاد می‌شود. علاوه بر ماهیت اسکارنی با توجه به شواهد کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی، کانسار ورتاوه شباهت‌هایی را نیز با کانسارهای اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) نشان می‌دهند.

کلید واژه‌ها: اسکارن، آهن، مگنتیت، ورتاوه، کاشان

## مقالات مستخرج از پایان نامه

۱- وکیلی نوش آبادی، م.، موسیوند، ف.، شیبی، م.، (۱۳۹۱)، "کانسار ورتاوه (جنوب کاشان)؛ نمونه‌ای از کانه‌زایی آهن اسکارنی در پهنه ارومیه-دختر". سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

۲- وکیلی نوش آبادی، م.، موسیوند، ف.، شیبی، م.، (۱۳۹۲)، " میکروترمومتري سيالات درگير در کانسار آهن اسکارنی ورتاوه، جنوب کاشان". سی و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

## فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۲	۱-۱- مقدمه
۳	۲-۱- موقعیت جغرافیائی منطقه کانسار ورتاوه و راه‌های دسترسی به آن
۴	۱-۲-۱- شرایط آب و هوائی
۵	۲-۲-۱- وضعیت معیشتی و اجتماعی
۵	۳-۲-۱- زمین‌ریخت‌شناسی
۷	۴-۲-۱- مطالعات و کارهای انجام‌شده قبلی
۱۱	۳-۱- طرح مسئله و هدف از مطالعه
۱۲	۴-۱- روش مطالعه
۱۲	۱-۴-۱- گردآوری اطلاعات
۱۳	۵-۱- مطالعات صحرائی
۱۳	۱-۵-۱- مطالعات آزمایشگاهی و دفتری
۱۴	۶-۱- رده‌بندی کانسارهای آهن
۱۷	۷-۱- کانسارسازی آهن در ایران
۱۸	۱-۷-۱- کانی‌سازی آهن در پروتوزوئیک پسین-کامبرین پیشین
۲۰	۲-۷-۱- کانی‌سازی آهن در پالئوزوئیک-تریاس پیشین
۲۰	۳-۷-۱- کانی‌سازی آهن در مزوزوئیک
۲۱	۴-۷-۱- کانی‌سازی آهن در ترشیاری

## فصل دوم - زمین شناسی ناحیه‌ای

۲۴	۱-۲ - مقدمه
۲۴	۲-۲ - ویژگی‌های عمومی پهنه ساختاری ارومیه - دختر
۲۷	۳-۲ - واحدهای سنگی
۲۸	۱-۳-۲ - پالئوزوئیک
۲۸	۲-۳-۲ - مزوزوئیک
۳۰	۳-۳-۲ - سنوزوئیک
۳۵	۴-۲ - ماگماتیسم
۳۵	۱-۴-۲ - سنگ‌های نفوذی
۳۹	۵-۲ - زمین‌شناسی ساختمانی
۴۰	۶-۲ - زمین‌شناسی اقتصادی

## فصل سوم - زمین شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

۴۴	۱-۳ - مقدمه
۴۴	۲-۳ - چینه‌شناسی
۴۴	۱-۲-۳ - ژوراسیک
۴۶	۲-۲-۳ - کرتاسه
۴۷	۳-۲-۳ - ائوسن
۴۸	۴-۲-۳ - کواترنری

۳-۳- توده نفوذی ..... ۴۹

۴-۳- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه معدنی ..... ۵۱

### فصل چهارم- کانه‌زایی و دگرسانی

۱-۴- کانی‌زایی ..... ۵۴

۱-۱-۴- پیکره A1 ..... ۵۶

۲-۱-۴- پیکره A2 ..... ۵۸

۳-۱-۴- پیکره A3 ..... ۶۰

۴-۱-۴- دیگر آثار کانی‌زایی ..... ۶۳

۲-۴- دگرسانی ..... ۶۴

۱-۲-۴- دگرسانی‌های موجود در منطقه ..... ۶۵

۱-۱-۲-۴- دگرسانی آرژلیک ..... ۶۵

۲-۱-۲-۴- دگرسانی سیلیسی ..... ۶۶

۳-۱-۲-۴- دگرسانی سربیتی ..... ۶۷

۴-۱-۲-۴- کلریتی شدن ..... ۶۸

۵-۱-۲-۴- اپیدوتی شدن ..... ۶۹

### فصل پنجم- ساخت و بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنزی کانی‌ها

۱-۵- مقدمه ..... ۷۲

.....	۲-۵- ساخت و بافت	۷۲
.....	۱-۲-۵- ساخت و بافت توده‌ای	۷۲
.....	۲-۲-۵- بافت دانه پراکنده	۷۳
.....	۳-۲-۵- ساخت و بافت برشی	۷۳
.....	۴-۲-۵- ساخت استوک ورکی	۷۳
.....	۵-۲-۵- ساخت نواری	۷۴
.....	۶-۲-۵- ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای	۷۴
.....	۷-۲-۵- ساخت و بافت فضاپرکن	۷۵
.....	۸-۲-۵- ساخت و بافت گل کلمی	۷۵
.....	۳-۵- کانی‌شناسی	۷۶
.....	۱-۳-۵- مگنتیت	۷۶
.....	۲-۳-۵- هماتیت	۷۸
.....	۳-۳-۵- پیریت	۸۰
.....	۴-۳-۵- کالکوپیریت	۸۱
.....	۵-۳-۵- سایر کانه‌ها	۸۲
.....	۶-۳-۵- گارنت	۸۴
.....	۷-۳-۵- اپیدوت	۸۶
.....	۸-۳-۵- کلریت	۸۸
.....	۹-۳-۵- کوارتز	۸۸
.....	۱۰-۳-۵- آراگونیت و کلسیت	۸۸

..... ۱۱-۳-۵ - ژیپس	۸۹
..... ۱۲-۳-۵ - پیروکسن	۸۹
..... ۱۳-۳-۵ - آپاتیت	۹۰
..... ۴-۵ - توالی پاراژنزی کانی‌ها	۹۱
..... ۱-۴-۵ - مرحله دگرگونی	۹۱
..... ۲-۴-۵ - مرحله متاسوماتیسم	۹۱
..... ۳-۴-۵ - هوازدگی	۹۲

### فصل ششم - ژئوشیمی

..... ۱-۶ - مقدمه	۹۶
..... ۲-۶ - ژئوشیمی آهن	۹۷
..... ۳-۶ - برداشت و آنالیز نمونه‌ها	۹۹
..... ۴-۶ - ژئوشیمی توده نفوذی	۱۰۲
..... ۱-۴-۶ - نامگذاری و طبقه‌بندی توده نفوذی	۱۰۲
..... ۲-۴-۶ - تعیین سری ماگمایی	۱۰۳
..... ۳-۴-۶ - تقسیم‌بندی توده نفوذی بر مبنای موقعیت زمین‌ساختی	۱۰۵
..... ۴-۴-۶ - عناصر نادر خاکی و کمیاب	۱۰۶
..... ۱-۴-۴-۶ - عناصر نادر خاکی	۱۰۷
..... ۲-۴-۴-۶ - عناصر کمیاب	۱۱۱
..... ۵-۴-۶ - ژئوشیمی سنگ میزبان	۱۱۲



۱۱۳..... ۶-۴-۶- ژئوشیمی ماده معدنی.....

### فصل هفتم - مطالعه سیالات درگیر

۱۱۸..... ۱-۷- مقدمه.....

۱۱۹..... ۲-۷- نمونه برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها.....

۱۲۱..... ۳-۷- پتروگرافی سیالات درگیر.....

۱۲۴..... ۴-۷- میکروتومتری سیالات درگیر.....

۱۲۵..... ۵-۷- کوارتز.....

۱۲۸..... ۶-۷- کلسیت.....

۱۳۱..... ۷-۷- چگالی سیال.....

### فصل هشتم - بحث، نتیجه‌گیری و پیشنهادهای اکتشافی

۱۳۴..... ۱-۸- مقدمه.....

۱۳۴..... ۲-۸- محیط زمین‌ساختی.....

۱۳۴..... ۳-۸- ساخت و بافت.....

۱۳۵..... ۴-۸- کانی‌شناسی.....

۱۳۷..... ۵-۸- دگرسانی.....

۱۳۷..... ۶-۸- ژئوشیمی.....

۱۳۸..... ۷-۸- نقش توده نفوذی در کانه‌زایی.....

## عنوان

## صفحه

- ۸-۹- نتایج سیالات درگیر ..... ۱۴۰
- ۸-۱۰- الگوی تشکیل کانسار آهن ورتاوه ..... ۱۴۲
- ۸-۱۱- مقایسه کانسار آهن ورتاوه با کانسارهای اکسید آهن، مس و طلا (IOCG) ..... ۱۴۹
- ۸-۱۱-۱- ویژگی‌های کانسارهای IOCG ..... ۱۴۹
- ۸-۱۱-۲- موقعیت زمین‌ساختی ..... ۱۵۰
- ۸-۱۱-۳- سنگ درونگیر ..... ۱۵۱
- ۸-۱۱-۴- ساخت و بافت ..... ۱۵۲
- ۸-۱۱-۵- دگرسانی ..... ۱۵۳
- ۸-۱۱-۶- دگرسانی در سنگ درونگیر آذرین ..... ۱۵۳
- ۸-۱۱-۷- توده نفوذی ..... ۱۵۴
- ۸-۱۱-۸- کانی‌های معدنی ..... ۱۵۵
- ۸-۱۲- نتیجه‌گیری ..... ۱۵۷
- ۸-۱۳- پیشنهادهای اکتشافی و تحقیقاتی ..... ۱۵۹

منابع ..... ۱۶۱

## فهرست شکل‌ها

- شکل (۱-۱) نقشه راه‌های دسترسی به معدن ورتاوه..... ۴
- شکل (۲-۱) نقشه ارتفاعی بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، با استفاده از داده‌های SRTM..... ۶
- شکل (۳-۱) نیمرخ ارتفاعی پیکره‌های معدنی کانسار (طراحی با استفاده از نقشه ارتفاعی (DEM)..... ۷
- شکل (۴-۱) نمایی از فرایندهای تشکیل کانسارهای آهن (کسلر، ۱۹۹۴)..... ۱۴
- شکل (۵-۱) نقشه پراکندگی انواع کانسارهای آهن در ایران (سازمان زمین‌شناسی..... ۱۷
- شکل (۱-۲) نقشه ساختاری ایران و موقعیت کانسار ورتاوه در پهنه ساختاری ارومیه- دختر..... ۲۵
- شکل (۲-۲) بخشی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱) و نطنز..... ۲۹
- شکل (۳-۲) نمایی از واحد آهکی کرتاسه  $K_1^1$  و شیل‌های ژوراسیک  $J_s^{sh}$  (دید به سمت غرب)..... ۳۰
- شکل (۴-۲) نمایی از واحد سنگی  $E_5^1$  و توده دیوریتی di m (دید به سمت جنوب)..... ۳۲
- شکل (۵-۲) نمایی از توده نفوذی di m در کنار گدازه‌های آندزیت بازالتی واحد  $E_6^v$ ..... ۳۲
- شکل (۶-۲) نمایی از کوه کنگرون شامل شیل‌های خاکستری تیره، مارن سبز و آهک ریفی..... ۳۳
- شکل (۷-۲) واحد آهکی - مارنی اولیگوسن ( $OM_1^1$ ) و گدازه‌های ائوسن ( $E_6^v$ ) (دید به سمت غرب)..... ۳۴
- شکل (۸-۲) توده‌های نفوذی در محدوده نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱)..... ۳۶
- شکل (۹-۲) نمایی از گرانیتهای غرب قهرود (دید به سمت غرب)..... ۳۷
- شکل (۱۰-۲) موقعیت کانه‌زایی، معادن فلزی و توده‌های نفوذی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان..... ۴۲
- شکل (۱-۳) نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی ورتاوه که بر مبنای نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان..... ۴۵
- شکل (۲-۳) تصویر گوگل ارث از منطقه ( راهنمای سازندها در شکل ۱-۳)..... ۴۶
- شکل (۳-۳) الف- آهک‌های اوریتولین‌دار کرتاسه ( $K_1^1$ ) بر روی شیل‌های سازند شمشک ( $J_s^{sh}$ )..... ۴۷
- شکل (۴-۳) الف توف‌های سبز رنگ ب) توف‌های کربناتی خاکستری رنگ با ساخت نواری..... ۴۸
- شکل (۵-۳) قطعات سنگ درون‌گیر توفی دگرسان شده در اثر سیال گرمایی..... ۴۸

- شکل ۳-۶) نمایی از سازندهای منطقه (دید به سمت شمال غرب) ..... ۴۹
- شکل ۳-۷) توده نفوذی در کنار گدازه‌های ائوسن (دید به سمت شمال) ..... ۴۹
- شکل ۳-۸) الف- نمونه دستی از توده نفوذی دیوریتی منطقه ورتاوه، ب- پلاژیوکلاز (Pl) ..... ۵۰
- شکل ۳-۹) الف- پلاژیوکلاز بالا سمت راست با ماکل مشخص و تقریباً سالم، پلاژیوکلاز پایین ..... ۵۱
- شکل ۳-۱۰) الف- گسل خوردگی در ماده معدنی (دید به سمت غرب)، ب- آینه گسل ..... ۵۲
- شکل ۳-۱۱) سطح لایه توف کربناتی با شیب قائم ..... ۵۲
- شکل ۴-۱) موقعیت کانه‌زایی پیکره‌های معدنی A1, A2 و A3 (مساحت پیکره‌ها تقریبی است) ..... ۵۵
- شکل ۴-۲) موقعیت پیکره‌های معدنی و توده‌نفوذی در کانسار ورتاوه ..... ۵۶
- شکل ۴-۳) الف- کانه‌زایی توده‌ای مگنتیت (Mt) با لنزهایی از کلسیت، ب- کانسنگ مگنتیتی ..... ۵۷
- شکل ۴-۴) الف- لیمونیتی شدن در پیکره A1، ب- تشکیل مالاکیت بر سطح سنگ ..... ۵۷
- شکل ۴-۵) الف- نمونه دستی از سنگ هماتیتی- مگنتیتی همراه با سولفیدهای پیریت و ..... ۵۹
- شکل ۴-۶) الف- موقعیت قرارگیری ماده معدنی در پیکره A3 در کانسار ورتاوه، ..... ۶۱
- شکل ۴-۷) الف- دایک دگرسان شده (سفید رنگ) در غرب پیکره A3، ب- کانسنگ توده‌ای، ..... ۶۲
- شکل ۴-۸) الف- رگه مگنتیتی با ضخامت نزدیک به یک متر، ب- رگه اولیژیستی با ..... ۶۳
- شکل ۴-۹) کانه‌سازی رگه‌ای مگنتیت در نمونه توده نفوذی ..... ۶۴
- شکل ۴-۱۰) الف- دگرسانی آرژیلیک و کلریتی- اپیدوتی در دایک مجاور پیکره A3، ..... ۶۷
- شکل ۴-۱۱) الف- تشکیل دگرسانی کلریتی (Chl) در مقیاس میکروسکوپی، ..... ۷۰
- شکل ۵-۱) الف- نمونه‌ای از ساخت توده‌ای ماده معدنی، ب- بافت توده‌ای مگنتیت ..... ۷۳
- شکل ۵-۲) الف- ساخت برشی، ب- ساخت استوک ورکی (مگنتیت= Mt و دگرسانی= Altr) ..... ۷۴
- شکل ۵-۳) الف- ساخت نواری گرمابی در پیکره A1، ب- بافت رگه‌ای ..... ۷۴
- شکل ۵-۴) حفرات و فضاها خالی توسط کلسیت پر شده است، ب- بلورهای رشد کرده کوارتز ..... ۷۵
- شکل ۵-۵) ساخت گل کلمی در کانی پیریت، ب) بافت گل کلمی در مگنتیت‌ها که در اطراف ..... ۷۵

- شکل ۵-۶) تجمع بلورهای درشت مگنتیت در نمونه دستی از کانسگ معدنی، ب) رگه..... ۷۶
- شکل ۵-۷) ساخت برشی که فضای بین قطعات را مگنتیت و کلسیت پر کرده است..... ۷۶
- شکل ۵-۸) الف) مگنتیت با بافت دانه پراکنده با بلورهای نیمه شکل دار..... ۷۷
- شکل ۵-۹) الف- منطقه بندی در بلور مگنتیت که در اثر تغییرات سیال حاصل شده است..... ۷۸
- شکل ۵-۱۰) الف- کانه زایی سیال اکسیدان تر به شکل کانی اولیژیست (Oly) در شکستگی ها..... ۷۹
- شکل ۵-۱۱) پیریت های شکل دار در نمونه دستی که دارای شکل هندسی کامل هستند..... ۸۰
- شکل ۵-۱۲) الف- پیریت نسل اول (Py<sub>1</sub>) که به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و همزمان..... ۸۰
- شکل ۵-۱۳) الف- کالکوپیریت (Cpy) نسل اول که توسط مگنتیت (Mt) احاطه شده است،..... ۸۱
- شکل ۵-۱۴) مالاکیت بر روی کانسنگ آهن..... ۸۲
- شکل ۵-۱۵) نمونه ای از سنگ های لیمونیتی (نمونه از پیکره A3)..... ۸۲
- شکل ۵-۱۶) تبدیل کانی پیریت به گوتیت (Goe) (عکس در وضعیت نور عبوری)..... ۸۳
- شکل ۵-۱۷) تبدیل پیریت به گوتیت در مقیاس میکروسکوپی (نور انعکاسی)..... ۸۳
- شکل ۵-۱۸) الف- گارنت های قرمز رنگ، ب- گارنت های سبز رنگ که تمام سنگ را..... ۸۵
- شکل ۵-۱۹) الف- منطقه بندی گارنت در مقیاس میکروسکوپی، ب- گارنت های شکل دار..... ۸۶
- شکل ۵-۲۰) گارنت های درشت با دامنه رنگی از قرمز تا سبز روشن..... ۸۶
- شکل ۵-۲۱) الف- اپیدوت و کلریت در رگه کلسیتی در پهنه کانه دار، ب- اپیدوت..... ۸۷
- شکل ۵-۲۲) الف- کلریت با رنگ سبز همراه با قطعات گارنت، ب- بلورهای فضا پرکن کوارتز..... ۸۸
- شکل ۵-۲۳) الف- عدسی کلسیتی در توده معدنی، ب- آراگونیت با بلورهای شعاعی..... ۸۹
- شکل ۵-۲۴) کانی پیروکسن (Px) همراه با گارنت های ریز بلور و ایزوتروپ (نور پلاریزه)..... ۹۰
- شکل ۵-۲۵) بلورهای کشیده آپاتیت در مقیاس میکروسکوپی..... ۹۰
- شکل ۶-۱) نمودار Eh-pH برای عنصر آهن (بارنز، ۲۰۰۵)..... ۹۸
- شکل ۶-۲) نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (میدل موس، ۱۹۸۵) برای تعیین نام سنگ های..... ۱۰۲

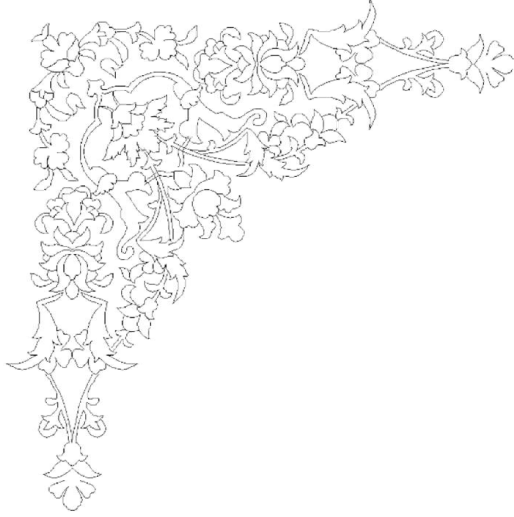
- شکل ۳-۶) نمودار سه تایی AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱) که نشان‌دهنده ماهیت کالک آلکالن... ۱۰۳
- شکل ۴-۶) نمودار مجموع آلکالی به  $\text{SiO}_2$  (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) برای تعیین میزان قلیایی ..... ۱۰۴
- شکل ۵-۶) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی (شاند، ۱۹۴۳) جهت تعیین میزان اشباع شدگی ..... ۱۰۴
- شکل ۶-۶) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کانسار ورتاوه در نمودارهای تعیین موقعیت ..... ۱۰۶
- شکل ۷-۶) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۱۰
- شکل ۸-۶) نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) برای ..... ۱۱۲
- شکل ۹-۶) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۱۳
- شکل ۱۰-۶) میزان عناصر اصلی از پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه ..... ۱۱۳
- شکل ۱۱-۶) میزان عنصر طلا در ۳ پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه ..... ۱۱۴
- شکل ۱۲-۶) نمودار تغییرات عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ..... ۱۱۵
- شکل ۱۳-۶) نمودار عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۱۶
- شکل ۱-۷) الف- رگه کوارتزی همراه با ماده معدنی، ب- کانه‌زایی مگنتیت و تشکیل کلسیت ..... ۱۲۰
- شکل ۲-۷) الف- سیالات با اندازه‌های متفاوت (مقیاس ۲۰ میکرون)، ب- سیال سه فازی ب ..... ۱۲۲
- شکل ۳-۷) الف سیال تک فازی (V)، ب- سیال تک فازی (L) در پایین سمت چپ عکس ..... ۱۲۲
- شکل ۴-۷) الف- سیال دو فازی (LV)، ب- سیال دو فازی (VL) در بالا و دو فازی (LV) ..... ۱۲۳
- شکل ۵-۷) الف- سیال دوفازی به شکل کشیده، ب- سیال سه فازی نیمه شکل‌دار، ..... ۱۲۴
- شکل ۶-۷) الف- نمودار فراوانی آخرین نقطه ذوب یخ، ب- نمودار فراوانی شوری سیالات، ..... ۱۲۷
- شکل ۷-۷) موقعیت داده‌های گرمایش و سرمايش برای کانی کوارتز، موقعیت نمونه‌ها ..... ۱۲۸
- شکل ۸-۷) الف- نمودار فراوانی آخرین نقطه ذوب یخ، ب- نمودار فراوانی شوری سیالات، ..... ۱۳۰
- شکل ۹-۷) نمودار سه تایی  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  برای کانی کلسیت ..... ۱۳۰
- شکل ۱۰-۷) نمودار دمای همگن شدن به شوری همراه با منحنی‌های تعیین چگالی ..... ۱۳۱
- شکل ۱-۸) موقعیت داده‌های کانسار ورتاوه بر روی نمودار AFM (ایروین و بارگار، ۱۹۸۱) ..... ۱۳۹

- شکل ۲-۸) نمودار A/KN در مقابل A/CNK نمودار از مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹ و محدوده و ..... ۱۳۹
- شکل ۳-۸) موقعیت داده‌های توده نفوذی ورتاوه بر روی نمودار پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، ..... ۱۴۰
- شکل ۵-۸) موقعیت داده‌های سرمایش و گرمایش دو کانی کوارتز و کلسیت که نشان‌دهنده ..... ۱۴۱
- شکل ۶-۸) مراحل تکامل سیالات گرمابی و موقعیت داده‌های کانسار ورتاوه ..... ۱۴۲
- شکل ۷-۸) مقطع شماتیک از پهنه‌های دگرسانی کانسارهای آهن اکسیدی ..... ۱۵۴
- شکل ۸-۸) تصویر شماتیک از مراحل تشکیل و تکوین کانسار ورتاوه ..... ۱۵۸

## فهرست جدول‌ها

- جدول ۱-۱) مشخصات برخی از کانسارهای آهن (اقتباس از متولی، ۱۳۸۴، با تغییرات)..... ۱۵
- جدول ۱-۵) جدول توالی پاراژنزی، ساخت و بافت در کانسار ورتاوه..... ۹۳
- جدول ۱-۶) نتایج آنالیز XRF، برای نمونه‌های توده نفوذی (واحد اندازه‌گیری به درصد)..... ۹۹
- جدول ۲-۶) داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های توده نفوذی..... ۱۰۰
- جدول ۳-۶) داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های ماده معدنی (واحد اندازه‌گیری بر حسب ..... ۱۰۰
- جدول ۴-۶) داده‌های آنالیز ICP-MS برای سنگ میزبان..... ۱۰۱
- جدول ۵-۶) میزان طلا در پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه..... ۱۱۴
- جدول ۱-۷) جدول داده‌های مطالعه سیالات درگیر بر روی کانی کوارتز..... ۱۲۶
- جدول ۲-۷) داده‌های مطالعات سرمایش و گرمایش بر روی کانی کلسیت..... ۱۲۹
- جدول ۱-۸) مقایسه انواع کانسارهای اسکارن با کانسار ورتاوه..... ۱۴۳
- جدول ۲-۸) مقایسه کانسار ورتاوه با برخی کانسارهای آهن اسکارنی ایران..... ۱۴۶
- جدول ۳-۸) جدول دسته بندی انواع کانسارهای گروه IOCG (کولب و استنس گارد، ۲۰۰۹)..... ۱۵۰
- جدول ۴-۸) جدول مقایسه‌ای بین کانسار ورتاوه و برخی کانسارهای IOCG..... ۱۵۶





# فصل اول

## کلیات



۱-۱- مقدمه

تلاش بشر همواره برای پیشرفت و کسب توانایی‌هایی بیشتر برای زندگی بهتر بوده است، در این راستا نیاز به ابزار و مواد، به‌عنوان چالش پیش رو، انگیزه و عاملی برای کنکاش در محیط زندگی شده است. بشر برای رفع این کاستی، اقدام به شناخت، بررسی و بهره‌برداری از محیط پیرامون خود و تأمین نیازهایش از زمین برآمد. در حقیقت مواد معدنی گنج‌های نهفته در این سیاره خاکی بشمار می‌آیند و بهره‌مندی از مواد معدنی، نیازمند شناخت زمین، رفتار عناصر، فرایندهای تحرک و تمرکز عناصر است. آهن، به‌عنوان یکی از معروف‌ترین و پرکاربردترین عناصر، جایگاه ویژه‌ای در زندگی انسان‌ها داراست. هرچند انسان‌ها آهن را پس از طلا، مس، سرب، نقره و قلع شناختند، اما ویژگی‌های منحصر به فرد این عنصر سبب شد تا بر بسیاری از عرصه‌های زندگی انسان همچون صنعت، اقتصاد، حوزه اجتماعی، نظامی و غیره تأثیر گذارد. خداوند متعال در قرآن کریم ۶ بار به واژه «حدید» به معنای آهن اشاره نموده و پنجاه و هفتمین سوره قرآن را نیز حدید می‌نامند. همچنین در آیه ۲۵ این سوره خداوند آهن را دارای سودهایی برای مردم معرفی می‌کند و در آیه ۱۰ سوره سبأ و آیه ۹۶ سوره کهف به ساخت ابزار و بهره‌گیری از آهن اشاره شده است. در تاریخ، علت پیروزی مادها در برابر آشور و بابل را دسترسی، استخراج و به‌کارگیری آهن، توسط مادها در جنگ ذکر کرده‌اند. هرچند آشوریان دارای معادن فراوان مس بودند، اما از ذخایر آهن کم‌بهره بودند (علی پور، ۱۳۷۲). آهن در دوران پس از استخراجش تا آنجا در زندگی انسان نقش ایفا کرد که برهه‌ای از زمان به عصر آهن (Iron age) شهرت یافت. فراوانی طبیعی آهن، شناخت دیرینه انسان از آهن و توانایی بشر در استفاده و به‌کارگیری از آن سبب وابستگی هر چه بیشتر بشر به آهن شد و این امر آغازگر تلاش فراوان بشر برای پی‌جویی و اکتشاف این فلز استراتژیک بود.

هر چند که کاربردهای فراوانی برای آهن ذکر شده که معمول‌ترین آن استفاده به‌عنوان فلز آهن و

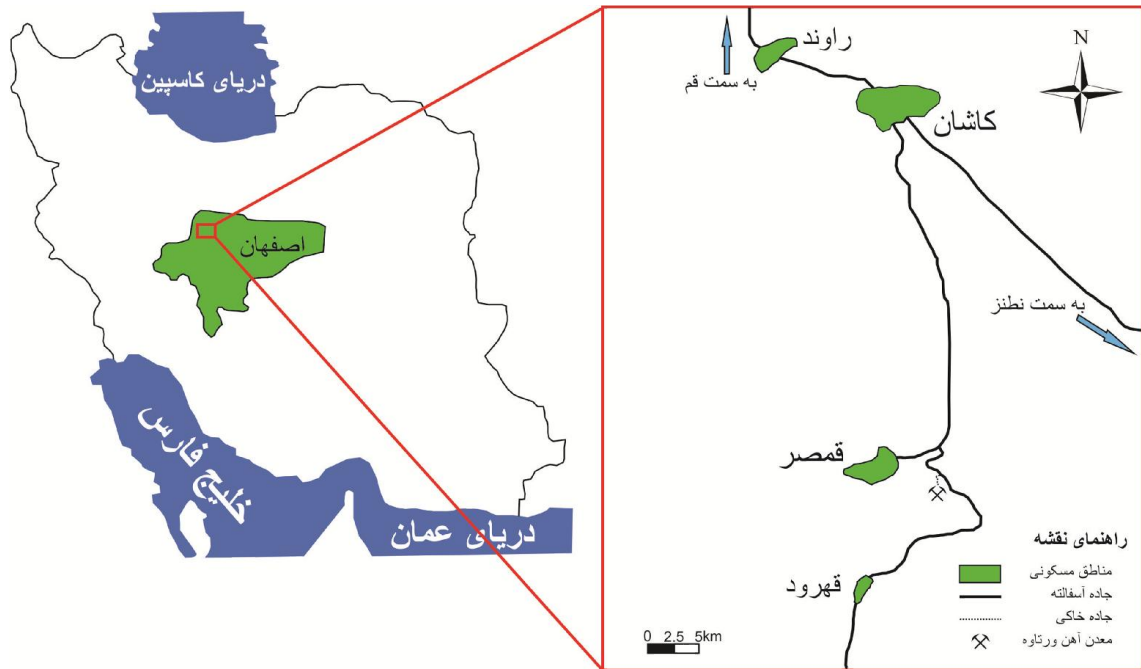
فولاد است، اما امروزه با پیشرفت صنعت فولاد و آلیاژسازی، آهن گستره وسیعی از کاربردها را یافته است. کروم، منگنز، نیکل، سیلیسیوم، کبالت، مولیبدنیوم، تنگستن، کلومیوم، تلوریم، وانادیوم به همراه آهن آلیاژها و کاربردی‌های متفاوتی را پدید می‌آورند. برای مثال استفاده از آلیاژهای آهن سبب کاهش مصرف و قیمت جهانی آلومینیوم شده است.

با توجه به جایگاه فلز آهن در طول تاریخ بشر و نقش آن در ایجاد تمدن‌ها و پیشرفت روز افزون صنعت و نظر به اینکه آهن یکی از ابتدایی‌ترین مواد خام برای توسعه و پیشرفت صنعت در هر جامعه و کشوری به شمار می‌رود و مدنظر قرار دادن این نکته که ذخایر فعلی رو به اتمام است، برای توسعه پایدار، پی‌جویی و اکتشاف منابع و ذخایر جدید امری غیرقابل انکار به شمار می‌رود. لذا آشنایی و شناخت خصوصیات رفتاری این عنصر، عوامل و دلایل تمرکز این فلز استراتژیک در پوسته و تشکیل کانسارهای آهن، امری با اهمیت است که توجه خاص جامعه علمی را طلب می‌کند.

با نگاهی به نرخ بیکاری در کشور و جایگاه فعالیت‌های معدنی در چرخه اشتغال‌زایی و تولید، این تحقیق و کارهایی از این دست که به کشف ذخایر معدنی جدید کمک می‌کند، می‌تواند در کاهش و رفع بیکاری و ایجاد زمینه‌های جدید در حوضه صنعت، اقتصاد و خودکفایی مفید و مؤثر باشد.

### ۱-۲- موقعیت جغرافیائی منطقه کانسار ورتاوه و راه‌های دسترسی به آن

کانسار آهن ورتاوه در ۲۵ کیلومتری جنوب شهر کاشان و در فاصله حدود ۸ کیلومتری جنوب شرقی شهر قمصر واقع شده است (شکل ۱-۱). دسترسی به این کانسار پس از پیمودن جاده آسفالتی قمصر – میمه به طول ۴/۵ کیلومتر و جاده خاکی معدن به طول ۱ کیلومتر که در سمت چپ جاده قرار دارد امکان‌پذیر است. معدن ورتاوه در مختصات "۱۵' ۲۹° ۵۱" طول شرقی و " ۱۶' ۴۳° ۳۳" عرض شمالی واقع شده است.



شکل ۱-۱) نقشه راه‌های دسترسی به معدن ورتاوه

## ۱-۲-۱- شرایط آب و هوایی

از لحاظ اقلیمی، آب‌وهوای کاشان به دلیل مجاورت با کویر، در فصل تابستان، گرم و خشک و در فصل زمستان، سرد است، اما قمصر به دلیل قرار گرفتن در نواحی مرتفع و کوهستانی در تابستان آب‌وهوای معتدل‌تر و مطبوعی دارد. میزان بارش قمصر ضمن اختلاف فاحش با بارندگی منطقه کاشان، حتی نسبت به سایر ایستگاه‌های کوهستانی منطقه، از میانگین بالایی برخوردار است. اثر رطوبت نسبی بالای هوا، سبب ملایم شدن سرمای زمستان‌ها، خنک و معتدل شدن تابستان‌های گرم و در نتیجه آب و هوای مطلوب و دلپذیری را در حاشیه کویر برای منطقه به ارمغان آورده که ممتازترین ویژگی این شهر محسوب می‌گردد، و در کنار تمام عرصه‌های تاریخی، اقتصادی، اجتماعی و فرهنگی به‌عنوان عنصری مثبت در توسعه شهر قمصر مؤثر بوده است.

در منطقه کاشان درجه هوا در گرم‌ترین روز سال به ۴۵ درجه سانتی‌گراد و در سردترین روز به ۴/۵ درجه زیر صفر و در مناطق کوهستانی به ۱۵ درجه زیر صفر می‌رسد. میزان بارندگی ۱۳۷ میلی‌متر در

سال و رطوبت نسبی ۴۰٪ است. در این منطقه رودخانه‌های دائمی وجود ندارد و فقط چند رودخانه فصلی در ایام بارندگی جریان دارند (وزارت نیرو ۱۳۶۵). بارش برف در ارتفاعات و از اواخر آبان تا اسفند صورت می‌گیرد.

چنین شرایط آب و هوایی سبب شده است تا عملیات معدن کاری در تمام طول سال به استثناء چند روز در زمستان صورت گیرد. وجود هوای خنک منطقه نسبت به دشت کاشان نیز یکی از شاخص‌های مثبت کانسار ورتاوه به شمار می‌آید.

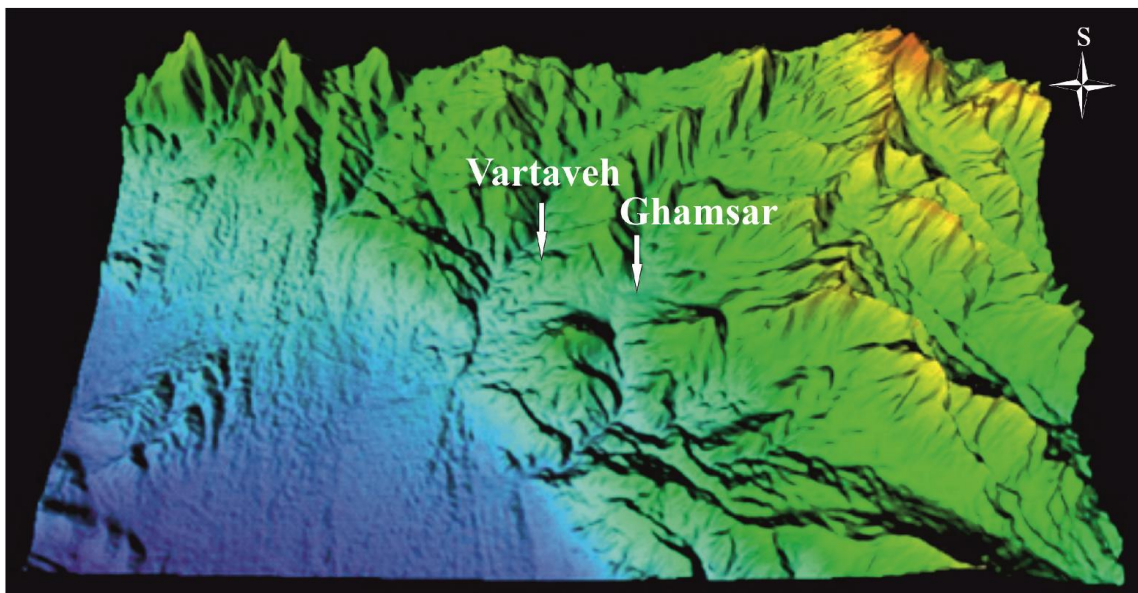
### ۱-۲-۲ - وضعیت معیشتی و اجتماعی

با توجه به قرارگیری شهر قمصر در بخش کوهستانی، کشاورزی از رونق چندانی برخوردار نیست و باغداری و پرورش گل و گیاهان دارویی و دامداری از مشاغل اصلی مردم این شهر محسوب می‌شود. محصولاتتی چون گردو، بادام، آلو، انار، هلو و سیب از دسته میوه‌های باغی هستند اما با توجه به قدمت و رواج صنعت گلاب‌گیری و تولید عرقیجات گیاهی، بخش وسیعی از باغات این شهر را درختان گل محمدی به خود اختصاص داده‌اند. با این وجود کم بودن واحدهای صنعتی و فاصله کم این شهر با کانسار ورتاوه خود عامل مثبتی، جهت تأمین نیروی کار محسوب می‌شود.

### ۱-۲-۳ - زمین‌ریخت‌شناسی

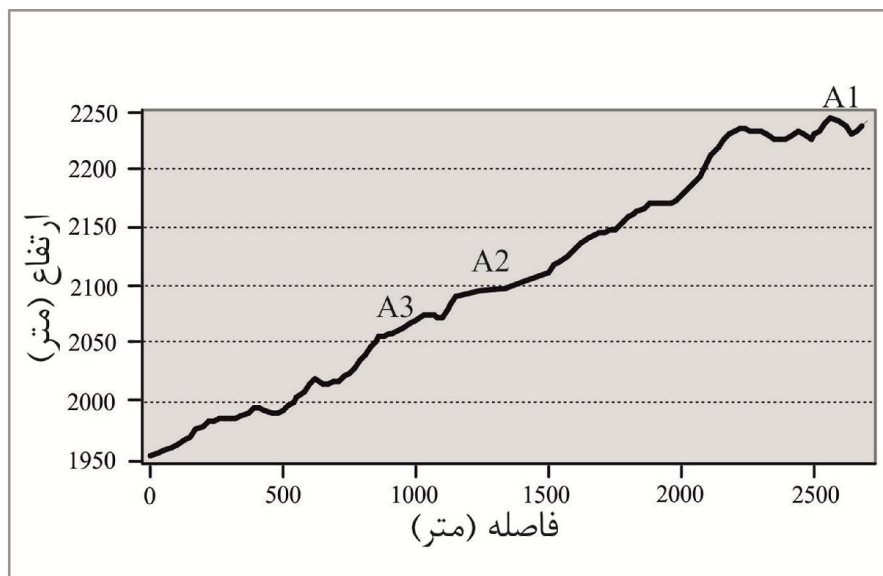
در جنوب و جنوب غربی قمصر، مجموعه از کوه‌ها وجود دارد که در نهایی‌ترین ارتفاعات آن با حداقل ۱۰ کیلومتر فاصله از شهر - ارتفاعات گرگش در کنار جوره با ارتفاع ۳۵۸۸ متر واقع است که به‌عنوان مرتفع‌ترین نقطه ارتفاعی منطقه کاشان معرفی می‌شود. مجموعه عظیم توده‌های گرانیتی چون سدی ارتباط جنوب قمصر را با نواحی پیرامون کامو- جوشقان و امکان ایجاد راه عبوری را از قمصر سلب کرده است. البته نباید فراموش کرد که این شرایط کوهستانی در آب‌وهوای منطقه تأثیرات مثبت زیادی داشته است. در قسمت غرب شهر قمصر نیز مجموعه کوه‌های اسبی (۳۱۲۰ متر)، کوه سم با ارتفاع ۲۵۷۰ متر در شمال شهر و کوه اشک با ارتفاع ۲۲۳۰ متر، شکل‌گرفته و عامل مسدودکننده

بین شهر با دشت کاشان است. در قسمت‌های شرقی نیز کوه‌های لارفات با ارتفاع ۲۳۷۰ متر شهر را محدود ساخته است. در بین این مجموعه کوهستانی که همچون دیواری دورتادور شهر را احاطه کرده است، دره جنوبی - شمالی که محور اصلی شیب داخل شهر و مسیر رودخانه را تشکیل می‌دهد، قرار دارد که از پای کوه‌های گرگش شروع شده، با عبور از داخل شهر از طریق دره‌های تنگ و متعددی به این جریان اصلی منتهی می‌شود (شکل ۲-۱).



شکل (۲-۱) نقشه ارتفاعی بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ کاشان، با استفاده از داده‌های SRTM و نرم افزار Global Mapper 12

کانشار ورتاوه در شرق شهر قمصر و در کوه ورتاوه واقع شده است. کانه‌زایی در ارتفاعات مختلف رخ داده است به نحوی که پیکره‌های A1 و A3 با فاصله‌ای نزدیک به ۶۰۰ متر در حدود ۲۰۰ متر با یکدیگر اختلاف ارتفاع داشته و کانه‌زایی تا ارتفاع ۲۲۵۰ متری از سطح دریا (پیکره A1) قابل مشاهده است (شکل ۳-۱). این اختلاف شدید ارتفاع و وجود شیب زیاد، کار بر روی پیکره A1 را سخت نموده به نحوی که در حال حاضر عملیات معدن کاری تنها بر روی پیکره‌های A1 و A2 صورت می‌گیرد.



شکل ۱-۳) نیمرخ ارتفاعی پیکره‌های معدنی کانسار (طراحی با استفاده از نقشه ارتفاعی (DEM) منطقه و نرم افزار Arc map 10)

#### ۱-۲-۴ - مطالعات و کارهای انجام شده قبلی

با توجه به مطالعات زمین‌شناسی انجام شده در منطقه و با توجه به اهمیت و ارتباط کارهای صورت گرفته با موضوع این پژوهش؛ از جمله کارهای انجام شده قبلی می‌توان به مطالعات زیر اشاره نمود:

- در کتاب جواهرنامه منسوب به خواجه‌نصیرالدین طوسی راجع به معدن لاجورد کاشان (کانسار آهن-کبالتیت قمصر) مطالبی نوشته شده است (زاوش، ۱۳۴۸).
- بازین و هوبنر<sup>۱</sup> (۱۹۶۹) ضمن بررسی کانسارهای مس موجود در نوار ارومیه - دختر، مطالعاتی را نیز در زمینه کانی‌سازی مس در منطقه کاشان انجام دادند و پدیده‌های ماگمایی ترشیری را عامل شکل‌گیری کانسارهای مس در منطقه کاشان از جمله شریف‌آباد می‌دانند (نوربخش، ۱۳۷۹).
- حسن‌زاده (۱۳۵۷) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه قمصر کاشان (ایران مرکزی)» به گسترش فراوان سنگ‌های

1 - Bazin and Hübner

- آتشفشانی ائوسن در منطقه اشاره کرده و فوران‌های اولیه ائوسن ایران مرکزی را از نوع کلسیمی - قلیایی و زیردریایی می‌داند.
- زاهدی و عمیدی (۱۳۵۹)، در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کاشان به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ به بیان لیتولوژی، چینه‌شناسی، سن واحدها و ساختارهای منطقه پرداخته‌اند.
- وزیری (۱۳۶۷)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «مطالعه زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی در جنوب و جنوب غرب کاشان» سن بخش تحتانی سازند قم در منطقه قمصر را الیگومیوسن میانی (آشکوب روپلین<sup>۱</sup>) و مرز بالایی سازند قم را میوسن زیرین (آشکوب اکی تانین<sup>۲</sup>) عنوان کرده است. به عقیده وزیری پیشروی دریای الیگومیوسن در منطقه کاشان در آشکوب روپلین و زودتر از منطقه قم (آشکوب شاتین<sup>۳</sup>) صورت گرفته است.
- هزارخانی (۱۳۶۷)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین غرب کاشان (از راوند تا نراق)» با توجه به چینه‌شناسی واحدهای مختلف و موقعیت قرارگیری توده‌های نفوذی نسبت به آن‌ها و همچنین ژئوشیمی این توده‌ها، پنج فاز مختلف در سنگ‌های آذرین این مجموعه، معرفی نموده است.
- حاجی علیلو (۱۳۶۸)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «بررسی پتانسیل‌های معدنی منطقه قمصر کاشان» کانی‌سازی‌های منطقه جنوب و جنوب غرب کاشان را مورد بررسی قرار داده و اغلب اسکارن‌های منطقه را از نوع برون اسکارن می‌داند که کانی‌سازی در داخل آهک‌های سازند قم صورت گرفته است.
- برنا (۱۳۶۸)، عملیات اکتشافی تکمیلی را بر روی ذخیره کبالت معدن لاجورد قمصر و بررسی‌هایی را نیز بر روی ذخایر مشابه در این ناحیه انجام دادند.

<sup>۱</sup>- Ruplian

<sup>۲</sup>-Aquitanian

<sup>۳</sup>-Chattian



- رادفر و همکاران (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان را از طرف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه کرده است.
- برنا و جان‌نثاری (۱۳۷۳)، عملیات اکتشافی چکشی و متالوژنی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان را انجام داده‌اند.
- حسنی پاک (۱۳۷۳)، ژئوشیمیایی سیستماتیک و متالوژنی محدوده برگه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان، نطنز و طرق را انجام داده است.
- حسنی پاک (۱۳۷۴)، اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان را انجام داده است.
- شهام (۱۳۷۴)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «محیط رسوبی بخش‌های E و F از سازند قم در طاقدیس نواب (بین قمصر و کاشان) بر اساس مطالعات میکروفاسیس، عناصر کمیاب و اشعه ایکس»، شش میکروفاسیس در این بخش از سازند قم را معرفی نموده است.
- جان‌نثاری (۱۳۷۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را با عنوان «اکتشافات معدنی با نگرشی ویژه بر متالوژی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان» انجام داده است.
- بشیری (۱۳۷۸)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی اسکارن‌های منطقه کامو و ارتباط بین ماگماتیسم و اسکارن‌زائی در منطقه کامو پرداخته است.
- نوربهشت و همکاران (۱۳۷۸)، در مقاله‌ای با عنوان "پژوهش‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی اسکارن‌های Distal در منطقه درّه کامو (جنوب غرب کاشان)" منشأ محلول‌های اسکارن ساز را از فاصله‌ای دور دانسته که از خلال درزه‌ها و شکستگی‌ها و نیز از محل همبری بین سازندهای رسوبی مختلف که به عنوان معبری برای عبور سیالات عمل نموده‌اند، پی سنگ رسوبی منطقه را مورد هجوم قرار داده و اسکارن نوع Distal (دور از توده نفوذی) را ساخته‌اند. این اسکارن نیز همانند اسکارن‌های جایگزینی دارای کالک سیلیکات‌های دانه درشتی از قبیل گارنت، اپیدوت، پیروکسن و ... می‌باشند.

- نوربخش (۱۳۸۰)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود پترولوژی و پتروگرافی اسکارن‌های شرق قهرود را مورد مطالعه قرار داده است.
- اسدالهی (۱۳۸۲)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی اسکارن‌های قهرود (جنوب شرق کاشان)» ضمن معرفی این اسکارن‌ها آن‌ها را از نوع اسکارن‌های کلسیمی و پلی‌ژنتیک دانسته و فرایند اسکارن‌زایی را فاقد کانه‌زایی اقتصادی معرفی نموده است.
- فرازدل (۱۳۸۳)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «پترولوژی اسکارن‌ها در هاله دگرگونی توده نفوذی قهرود (جنوب غرب کاشان)» سه مرحله را در تکامل اسکارن‌های منطقه بیان نموده که شامل دگرگونی حرارتی، متاسوماتیسم تراوشی - نشری و دگرسانی پس‌رونده است.
- مسعودی و همکاران (۱۳۸۴)، در مقاله‌ای تحت عنوان «نوع ساختمان منطقه‌ای گارنت در اسکارن‌های توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان» به بررسی گارنت‌های این منطقه پرداخته است.
- دبیری (۱۳۸۵)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب کاشان» گسترش سنگ‌های ولکانیکی منطقه را در ارتباط با دو گسل قم - زفره و بیدهند دانسته و سنگ‌های ولکانیکی و پلوتونیک منطقه را، هم منشأ بیان می‌کند.
- امین‌الرعایایی یمینی (۱۳۸۶)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان «زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی تتماج با نگرشی بر دگرسانی منطقه (جنوب شرق کاشان)»، منشأ گدازه‌های منطقه را از ذوب بخشی گوه گوشته می‌داند که در اثر تماس با سیالات مشتق از پوسته اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی‌شده‌اند.

- محمد دوست (۱۳۸۸)، در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، کانسار آهن کبالتیت قمصر را مورد بررسی قرار داده است و تشکیل این کانسار را در ارتباط با نفوذ توده گابرو دیوریتی به سن جوانتر از میوسن به درون آهک های ائوسن می داند.
- دهقان و صفری (۱۳۸۹)، در مقاله خود با عنوان " پالئواکولوژی سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان)" به مطالعه روزن داران بزرگ و همچنین تأثیر عوامل مختلف محیطی نظیر شوری، بستر، انرژی هیدرودینامیکی، نور و فرآیند همزیستی که بر روی توزیع فرامینیفرها اثر می گذارند پرداخته است.
- جوادی و همکاران (۱۳۹۰)، در مقاله خود تحت عنوان "مطالعه پتروگرافی و مینرال شیمی اسکارن های شرق نابر (جنوب کاشان)" گارنت های این اسکارن را از نوع گروسولار و آلماندن و کلینوپیروکسن ها را از نوع دیوپسید معرفی کرده اند.
- جوادی و همکاران (۱۳۹۱)، در مقاله ای با عنوان "مطالعات کانی شناسی و روابط پاراژنتیکی اسکارن شرق نابر (جنوب غرب کاشان)" به بررسی پتروگرافی این اسکارن پرداخته اند.

### ۱-۳- طرح مسئله و هدف از مطالعه

کانسار آهن ورتاوه در استان اصفهان و در ۲۵ کیلومتری جنوب کاشان واقع شده است (شکل ۱-۱). با توجه به اینکه هیچگونه مطالعه علمی بر روی کانسار آهن ورتاوه صورت نگرفته است، انجام مطالعات زمین شناسی اقتصادی برای بررسی نحوه کانه زایی در این کانسار ضروری به نظر می رسد لذا در این تحقیق، بررسی زمین شناسی اقتصادی و تعیین الگوی کانه زایی در منطقه مورد توجه قرار گرفته است. به طور کلی اهداف این تحقیق را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

- بررسی کانی شناسی، پاراژنز، بافت و ساخت کانسنگ آهن
- مطالعات ژئوشیمیایی، توزیع و تمرکز مواد معدنی و شناخت عوامل مؤثر در تشکیل کانسار

- بررسی ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی توده نفوذی و ارتباط آن با کانه‌زایی و دگرسانی

- میکروترمومتری سیالات درگیر جهت شناخت ویژگی‌های دما و شوری سیال کانه‌ساز

- بررسی مقدماتی منطقه با تکیه بر احتمال کانه‌زایی طلا همراه با آهن

- تعیین تیپ کانسار و در نهایت ارائه یک مدل ژنتیکی برای کانسار ورتاوه با استفاده از اطلاعات به‌دست‌آمده، مقایسه کانسار با موارد مشابه در ایران و جهان و ارائه کلیدهای اکتشافی جهت شناسایی و اکتشاف کانسارهای جدید برای تأمین خوراک کارخانه‌های ذوب آهن و صادرات

پس از پاسخگویی به سؤالات بالا و شناخت سازوکار کانه‌زایی امید می‌رود با ارائه کلیدهای اکتشافی شرایط برای اکتشاف آسان‌تر، اقتصادی‌تر و ایجاد زمینه برای اشتغال‌زایی فراهم گردد.

#### ۴-۱- روش مطالعه

##### ۱-۴-۱- گردآوری اطلاعات

الف) مطالعه کتب، مقالات و جمع‌آوری اطلاعات در ارتباط با موضوع و منطقه مورد مطالعه از طریق کتابخانه‌ها و اینترنت

ب) گردآوری اطلاعات مربوط به محدوده‌های مورد مطالعه از جمله فراهم آوردن نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و گزارش‌های زمین‌شناسی و جمع‌آوری اطلاعات پیرامون موضوع

پ) مطالعه منابع لازم جهت پژوهش از جمله گردآوری و مطالعه مقالات خارجی

ت) برقراری ارتباط با متخصصین داخلی و خارجی و استفاده از تجربیات و اطلاعات افراد مجرب داخل در این زمینه

## ۱-۵ - مطالعات صحرایی

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

ب) مطالعات صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی معدنی کانسار

پ) مطالعه و شناسایی توده‌های آذرین، پهنه‌های دگرسانی و وضعیت دگرریختی در منطقه

ت) مطالعه شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های صحرایی و نمونه دستی

ج) نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی از مناطق سطحی معدن و از مغزه‌های حفاری

### ۱-۵-۱ - مطالعات آزمایشگاهی و دفتری

الف) مطالعات آزمایشگاهی شامل مطالعات میکروسکوپی، تهیه ۱۰ عدد مقطع نازک، ۱۵ عدد مقطع

صیقلی، ۴۰ عدد مقطع نازک صیقلی و آماده‌سازی نمونه‌ها جهت ۵ آنالیز به روش پراش اشعه ایکس<sup>۱</sup>،

آنالیز ۱۱ نمونه به روش فلورسانس اشعه ایکس<sup>۲</sup>، آنالیز ۲۰ نمونه به روش طیف سنجی جرمی

توسط پلاسمای جفت شده القایی<sup>۳</sup>، آنالیز ۳ نمونه جهت تعیین میزان طلا به روش جذب اتمی<sup>۴</sup>، انجام

آنالیز ریز سنج الکترونی<sup>۵</sup>، انتخاب و جداسازی ۱۵ نمونه کربنات جهت ایزوتوپ‌های پایدار کربن و

اکسیژن و ۱۵ نمونه جهت آنالیز ایزوتوپی سولفور

ب) مطالعات دفتری جهت تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های برداشت‌شده، نتیجه‌گیری

نهایی، تدوین پایان‌نامه و ارائه مقاله

در این مرحله داده‌های بدست آمده به کمک نرم‌افزارهایی چون ArcGis، SPSS، Excel،

IGPET، Global Mapper، GCDket، و غیره، دسته‌بندی و پردازش گردید و به همراه مطالب کتاب‌ها

و مقالات در نگارش بکار گرفته شده‌اند.

1 - X-ray Diffraction (XRD)

2 - X-ray fluorescence (XRF)

3 - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry (ICP-MS)

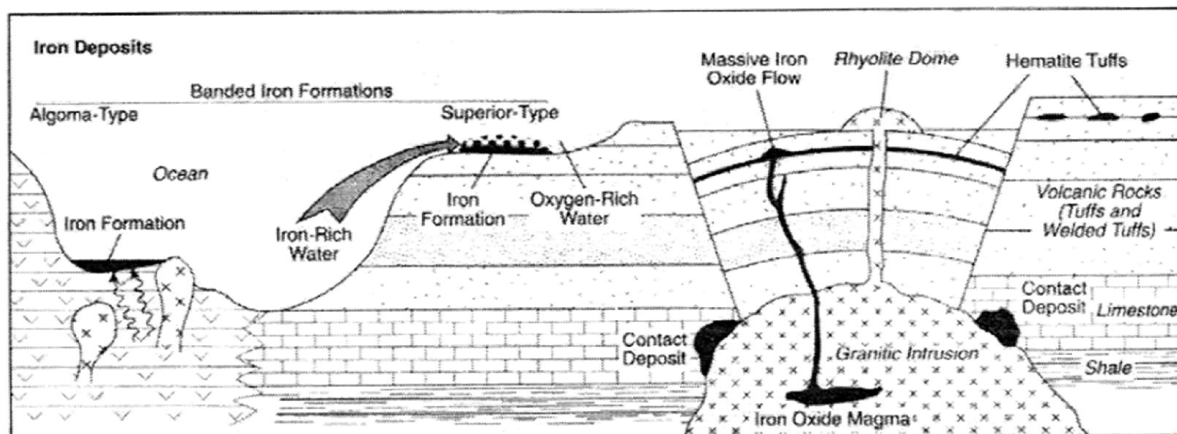
4 - Atomic Absorption Spectroscopy (ASS)

5 - Electron Probe Micro Analysis (EPMA)

## ۱-۶- رده‌بندی کانسارهای آهن

برای کانسارهای آهن دسته‌بندی‌های متفاوتی ارائه شده که یکی از ساده‌ترین و ابتدایی‌ترین آن‌ها مربوط به کسلر<sup>۱</sup> (۱۹۹۴) است. کسلر کانسارهای آهن را بر اساس محیط تشکیل به سه دسته ماگمایی، گرمابی و رسوبی تقسیم کرده است (شکل ۱-۴). پس از آن تقسیم‌بندی‌های متفاوتی ارائه شده است و تیپ‌های جدیدی نیز معرفی شده‌اند. از جمله این تیپ کانسارها، می‌توان موارد زیر را معرفی کرد:

کانسارهای آهن ماگمایی، کانسارهای اسکارنی، کانسارهای آتشفشانی - رسوبی آهن، کربناتیت‌های آهن‌دار، سنگ آهن<sup>۲</sup> یا آهن اولیتی، لاتریت‌های آهن، کانسارهای آهن باتلاقی، نهشته‌های آهن پلاسری، کانسارهای آهن آبراهه‌ای (CID)، سازندهای آهن نواری (BIF)، کانسارهای آهن - مس - طلا ± اورانیوم ± عناصر نادر خاکی (IOCG).



شکل ۱-۴) نمایی از فرایندهای تشکیل کانسارهای آهن (کسلر، ۱۹۹۴)

در جدول ۱-۱ به معرفی ویژگی برخی از کانسارهای فوق پرداخته شده است. بیشتر این اطلاعات از مجموعه تیپ‌های ذخایر معدنی بریتیش کلمبیا (Lefebure, 1996) و USGS اخذ شده است که در اینترنت قابل دسترسی است.

1 - Kesler  
2 - Iron stone

## فصل اول – کلیات

جدول ۱-۱) مشخصات برخی از کانسارهای آهن (اقتباس از متولی، ۱۳۸۴، با تغییرات)

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

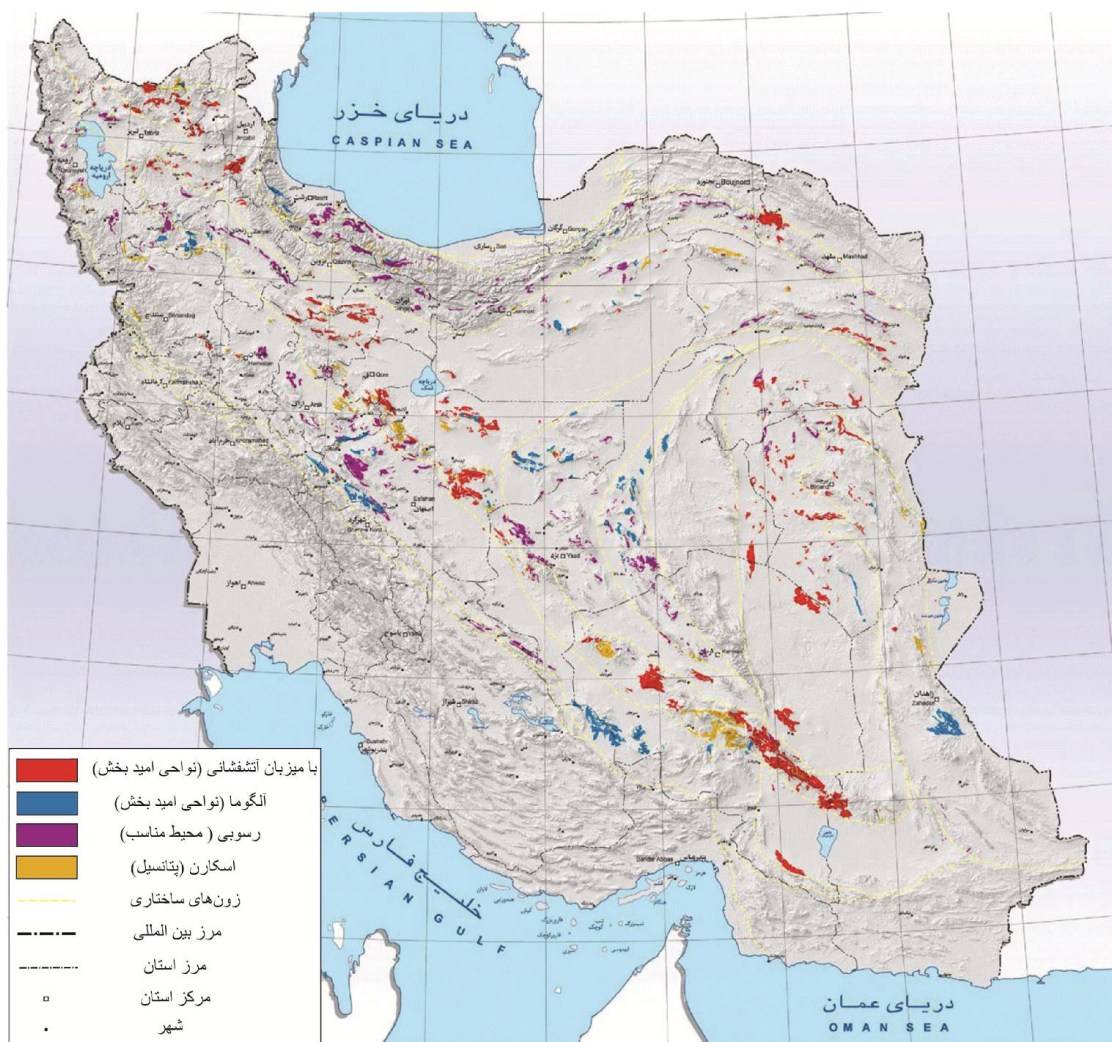
ادامه جدول ۱-۱

نوع کانسار و ویژگی‌ها	سازندهای آهن نواری (آلگوما)	سازند آهن نواری (سوپریور)	کانسارهای IOCG (اکسید آهن - مس - طلا)
سن	آرکن	پروتروزوئیک آغازین	پروتروزوئیک تا هولوسن
محیط تکتونیکی	کمان آتشفشانی، مناطق گسترشی، گرابن	حوضه فلات قاره و پلاتفرمی	پهنه فرورانشی، رژیم‌های تکتونیکی کششی
سنگ میزبان / همراه	گری وک، سنگ‌های آتشفشانی	کوارتزیت، شیل سیاه زغال‌دار، کنگلومرا، دولومیت، چرت	سنگ‌های تولییتی تا کالک آلکالن، شامل گابرو تا گرانودیوریت، سنگ‌های متاولکانیک و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده
ژئومتری کانسار	غالباً بصورت عدسی	لایه‌ای	متنوع شامل: رگه‌ای، توده‌ای، صفحه‌ای
بافت	لایه‌ای، توده‌ای	لایه‌ای، توده‌ای	نواری، توده‌های برشی تا نامنظم، عدسی
کانی‌شناسی	هماتیت، مگنتیت، سیدریت، پیریت، پیروتیت، طلا	هماتیت، مگنتیت، سیدریت، شاموزیت	مگنتیت، هماتیت، آپاتیت، کالکوپیریت، بورنیت ± طلا ± کانی‌های اورانیوم دار ± کانی‌های حامل REE
دگرسانی	-	-	سدیک - پتاسیک - سرسیتی، سیلیسی، کلریتی، اکتینولیتی
عوامل کنترل‌کننده	افق چینه‌شناسی سرشار از آهن با مقدار کمی رسوبات کلاستیک	افق چینه‌شناسی سرشار از آهن با مقدار کمی رسوبات کلاستیک	سنگ‌شناسی و کنترل‌کننده‌های ساختاری مانند گسل‌ها
عیار و تناژ	۳-۱۵۰ میلیون تن آهن ۱۵-۴۵٪	۱-۵ میلیون تن آهن ۱۵-۳۰٪	۱۰۰۰ میلیون تن آهن ۲۰٪
منبع	Ray, 1995	Gross, 1996	Eilu et al., 2002



## ۷-۱ - کانسارسازی آهن در ایران

کانسارهای آهن در ایران زمین منحصر به دوره خاصی از تاریخ زمین‌ساختی ایران نیست، به‌گونه‌ای که با پیدایش و شکل‌گیری پوسته ایران‌زمین در پروتروزوئیک پسین، عملکرد و ادامه فعالیت‌های زمین‌ساختی - ماگمایی سبب کانی‌سازی آهن شده است. این کانه‌زایی ارتباط تنگاتنگی با زمین‌ساخت و ماگماتیسم در ایران داشته و سبب کانه‌زایی مدل‌های مختلفی از آهن شده است (شکل ۱-۵). روند این کانی‌سازی، از پروتروزوئیک پسین تا میو پلیوسن در ایران قابل پیگیری است. قابل توجه است که ذخایر نهشته شده در پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین، از زمان‌های دیگر نمود بسیار آشکارتری دارد (قربانی، ۱۳۸۱).



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

## ۱-۷-۱ - کانی‌سازی آهن در پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین

همگام با فاز ماگمایی پروتروزوئیک پسین، در برهه زمانی ۶۲۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش که تا کامبرین پیشین ادامه یافته، تعداد قابل توجهی از ذخیره آهن تشکیل شده است. این ذخایر رابطه مستقیم یا غیرمستقیم با سنگ‌های ماگمایی و آتشفشانی - رسوبی این زمان دارند که در نقاط مختلف ایران، آثار آنها را می‌توان دید (قربانی، ۱۳۸۱). کانسارهای آهن این فاز، از نظر پیدایش زمانی و منشأ به دو دسته تقسیم می‌شوند:

۱- کانسارهایی با خاستگاه آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی متعلق به پروتروزوئیک پسین که گاه تا کامبرین پیشین ادامه می‌یابند. این کانسارها از نظر ذخیره، چندان اقتصادی نیستند و عبارتند از: الف) کانسارهای آتشفشانی - رسوبی ناحیه بافق (فاز اول کانی‌سازی در منطقه بافق) مانند کانسار آهن و منگنز ناریگان و بخش افقی کانسار آهن میشدوان. این کانسارها دارای منگنز، عناصر نادر خاکی و اورانیوم نیز هستند (قربانی، ۱۳۸۱).

ب) کانسارهای آهن رسوبی محور سلطانیه - مهاباد: این کانسارهای اغلب منشأ رسوبی - آتشفشانی دارند و در پیوند با بخش‌های پایین سازند سلطانیه و گاه سنگ‌های آتشفشانی سری قره‌دش می‌باشند. این کانسارها عبارت‌اند از: کانسارهای آهن ارجین (ناحیه سلطانیه)، شاه بلاغ و کاوند در ناحیه جنوب باختر زنجان، میرجان - قالیچه بلاغ در ناحیه ماه‌نشان، علم‌کندی، چهارتاق در ناحیه تکاب، کوه تکه قیاسی در ناحیه سلطانیه، باستان در ناحیه مهاباد و آق‌بلاغ در ناحیه اشنویه (قربانی، ۱۳۸۱).

کانسارهای آهن که در سنگ‌های پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین این محور جای گرفته‌اند، همگی ساخت رسوبی از خود نشان می‌دهند و همایند (پاراژنز) آنها اغلب گوتیت، هماتیت، مگنتیت، سیدریت و باطله‌های کلسیت، دولومیت، سیلیس و باریت است (قربانی، ۱۳۸۱).

پ) ذخایر آهن آتشفشانی - رسوبی در پیوند با سنگ‌های سری نمکی هرمز و آتشفشانی‌های وابسته در منطقه بندرعباس و جزیر و جنوب خاوری آن مانند آهن تنگه زاغ، هرمز، لارک و قشم. سن این آهن‌ها، اغلب پروتروزوئیک نبوده و کامبرین پیشین است. البته گاهی بعضی از ذخایر مانند کانسار تنگه زاغ در سنگ‌های جوان‌تر هم دیده می‌شوند. این پدیده به احتمال زیاد می‌تواند حاصل فرسایش کانسنگ‌های قدیمی و جای‌گیری آن‌ها در سازندهای جوان باشد (قربانی، ۱۳۸۱).

ت) ذخایر آهن آتشفشانی: این ذخایر در آمیخته با سنگ‌های آتشفشانی قره داش است که کانه‌های آهن در متن آن‌ها قرار دارد، مانند کوه برده رش، بیچاقچی و حمام در منطقه شاهین دژ. از آنجا که این ذخایر، آغشته به سنگ‌های ریولیتی هستند، ارزش اقتصادی چندانی ندارند.

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

این فاز ماگمایی، یک فاز ماگمایی آلکالن غنی از آهن و مشتقات آن بوده است. میزان عناصر کمیاب نیز در آن‌ها بالاست. کانسارهای آهنی که می‌توان به این فاز نسبت داد، عبارت‌اند از: کانسارهای آهن چادرمولو، چغارت، سه چاهون، چاه گز در ناحیه زرنند کرمان و کانسار میشدوان (فاز دوم کانی‌سازی میشدوان که ارتباط مستقیم با گرانیتهای دارد).

### ۱-۷-۲ - کانی سازی آهن در پالئوزوئیک - تریاس پیشین

پالئوزوئیک پسین از نظر کانی سازی آهن در ایران، در مقایسه با فاز پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین کم‌مایه‌تر بوده است، به طوری که تنها چند کانسار را در ایران می‌توان به این زمان نسبت داد که عبارت‌اند از:

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

کانسارهای یادشده همگی در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی غنی از آهن جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند و عمل متاسوماتیسم، باعث تمرکز دوباره آهن در آن‌ها شده است.

### ۱-۷-۳ - کانی سازی آهن در مزوزوئیک

کانسارهای آهن این برهه زمانی، بیشتر در پهنه شمالی سنندج - سیرجان شناخته شده‌اند. کانسارهای آهن، به طور عمده دارای خاستگاه ماگمایی-اسکارنی و آتشفشان‌زاد هستند که عبارت‌اند از: الف) کانسارهای آهن آتشفشانی- رسوبی و اسکارنی منطقه همدان که شامل کانسارهای بابا علی، چنار بالا و گلالی در منطقه قروه (توکلی و همکاران، ۱۳۸۴؛ آلیانی و همکاران، ۱۳۸۵؛ زمانی و همکاران، ۱۳۸۵؛ رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۸۹) بوده و در پیوند با توده‌های نفوذی گابرودیوریت - سینیت منطقه یاد شده هستند. البته این احتمال نیز وجود دارد که این کانسارها وابسته به توالی آتشفشانی - رسوبی سری سنقر با سن پرمین تا تریاس باشند، ولی تمرکز و غنی‌شدگی آن‌ها همگام با توده‌های نفوذی منطقه به سن کرتاسه، رخ داده است.

ب) کانسار آهن رسوبی - آتشفشان‌زاد شمس آباد با سن کرتاسه پیشین در جنوب باختری اراک (سامانی، ۱۳۷۲؛ فرهادی، ۱۳۷۴) و همه کانسارهای آهن و منگنز محور ملایر - اصفهان که در سنگ‌های کرتاسه جای دارند.

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

### ۱-۷-۴ - کانی‌سازی آهن در ترشیاری

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

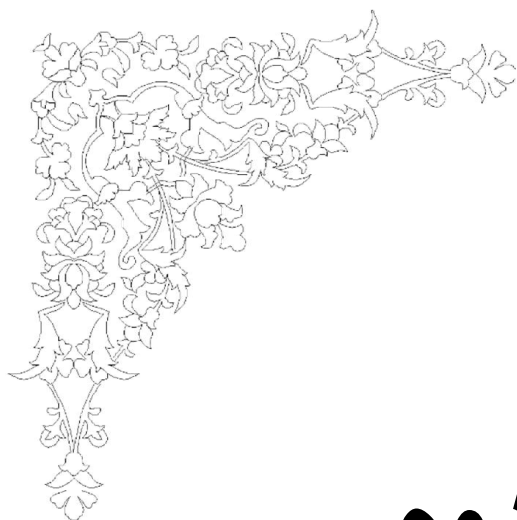
الف) کانسارهای آهن در پهنه ارومیه - دختر: در پهنه ارومیه - دختر همگام با فعالیت‌های آتشفشانی و پلوتونیزم الیگومیوسن، تعداد به نسبت زیادی کانسار آهن تشکیل شده است که نمونه‌وار می‌توان به کانسار آهن نیاسر کاشان، کانسار آهن - کبالتیت قمصر، کانسار آهن داران در باختر اصفهان، کانسار آهن شهرک در منطقه زنجان، کانسار آهن کوه بابا در جنوب باختر هشتروود اشاره کرد.

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

گفتنی است که در آذربایجان شمالی تعدادی کانسارهای آهن ناشی از دگرسانی کانی‌های سولفیدی

وجود دارد. این کنسارها عموماً حالت کلاهک آهنین (گوسان) داشته و شامل کنسارهای آهن دمیرچی در مناطق طارم، خلخال و اهر، کنسار آهن ماگمایی - اسکارنی در آذربایجان مانند کنسار آهن اسکندریان خوی، کنسار آهن مزرعه اهر و ... است.

پ) **کنسارهای آهن در خاور ایران:** کنسار سنگان یکی از بزرگ‌ترین کنسارهای آهن اسکارنی ایران است که در خاور ایران قرار دارد. به باور برخی از زمین‌شناسان، این کنسار متعلق به ائوسن پسین - الیگومیوسن است (قربانی، ۱۳۸۱؛ بومری و همکاران، ۱۳۷۱).



# فصل دوم

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای



## ۱-۲ - مقدمه

ایران به‌عنوان پل ارتباطی بین گندوانا و لورازیا، در طی تکامل و تحول ژئوتکتونیکی سپری شده برای این دو ابرقاره؛ دست‌خوش تغییرات فراوان شده و همچون لوحه‌ای، اثر این فرایندها را در خود ثبت کرده است. تأثیرهای حاصل از این تغییرات، ملاک تفکیک ایران به پنج پهنه اصلی و دوازده پهنه فرعی ساختمانی - رسوبی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). کانسار ورتاوه در جنوب کاشان از نظر قرارگیری در پهنه‌های ساختاری ایران در کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است (شکل ۱-۲). قدیمی‌ترین واحدهای منطقه را سنگ‌های سیلورین تشکیل داده‌اند. بیشتری گسترش سنگی ورقه کاشان را سنگ‌های ائوسن به خود اختصاص می‌دهند. همچنین کانسارهای متفاوتی در منطقه تشکیل شده که در پایان این فصل به اختصار به بیان آن‌ها پرداخته شده است.

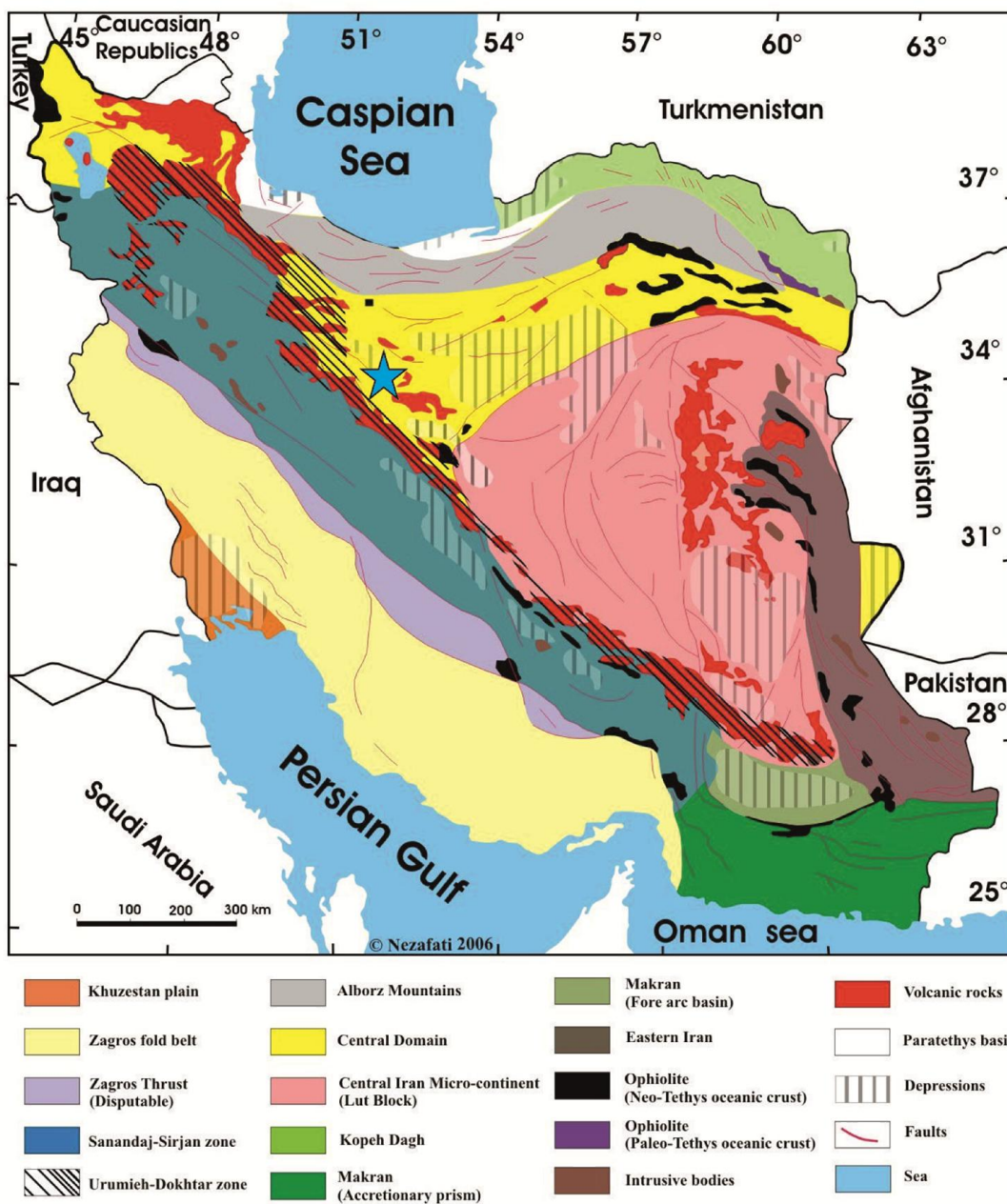
## ۲-۲ - ویژگی‌های عمومی پهنه ساختاری ارومیه - دختر

کمان ماگمایی ارومیه - دختر به‌عنوان یکی از بخش‌های فرعی در پهنه‌های ساختاری ایران مطرح شده است. اولین بار شرودر<sup>۱</sup> (۱۹۴۴) واژه کمان ماگمایی ارومیه - دختر را وارد ادبیات زمین‌شناسی ایران کرد. پس از وی اشتوکلین<sup>۲</sup> (۱۹۶۷-۱۹۷۷)، ویلون و همکاران<sup>۳</sup> (۱۹۷۲)، این کمان ماگمایی را یک محور شکسته و فعال از لحاظ ولکانیسم در کرتاسه فوقانی - ائوسن و از لحاظ پلوتونیسم در الیگومیوسن - میوسن محسوب کرده‌اند. ارومیه - دختر عمدتاً فعالیت آتشفشانی داشته است، اما در بعضی مناطق، فعالیت‌های آن از نوع پلوتونیسم بوده است. فعالیت‌های آتشفشانی در بسیاری نقاط از این کمان ماگمایی چهره عیان نموده است که از آن جمله می‌توان به مناطقی چون اردستان، شهر بابک، کاشان، آران، ساوه و بسیاری از مناطق دیگر اشاره کرد.

---

1 - Schroeder  
2 - Stocklin  
3 - Vialon et al





شکل ۱-۲) نقشه ساختاری ایران و موقعیت کانسار ورتاوه در پهنه ساختاری ارومیه-دختر ★ (نقشه از آقنابتی، ۱۳۸۳)

نظریات متفاوتی در مورد علل ماگماتیسم در این کمان ماگمایی که درازای آن به ۱۷۰۰ کیلومتر و پهنای آن به حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر می‌رسد ارائه شده است که می‌توان این نظریات ارائه شده را به دو دسته اصلی تقسیم نمود:

الف ( نظریه فرورانش

برای توضیح تحول ساختاری ایران زمین تکین<sup>۱</sup> (۱۹۷۲) اولین شخصی بود که قالب زمین‌ساخت صفحه‌ای را بکار برد و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و برخورد<sup>۲</sup> دو بلوک ایران و عربستان را عامل تکوین کمان ماگمایی ارومیه - دختر دانست. بعدها محققین دیگری چون Boccaletti (1975); Pourhosseini (1981); Alavi (1994); Nowroozi (1971); Moeine Vaziri (1985); Berberian (1981); Berberian & Berberian (1981); Jung (1975) این نظریه را مورد تأیید قرار دادند.

ب) نظریه ریفت درون قاره‌ای

گروهی از محققین علت ماگماتیسم کمان ماگمایی ارومیه - دختر را سیستم ریفت درون قاره‌ای می‌دانند که Sabzehei (1974), Amidi (1975), Emami (1981) و Lescuyer (1976) از این جمله‌اند. طرفداران این نظریه، ریفت درون قاره‌ای را از نوع پلاتفرمی (متفاوت با کافت کراتونی شرق آفریقا) دانسته و عدم وجود  $TiO_2$  بیش از ۲/۵ درصد و عدم وجود ماگماهای هیپرآلکالن و غیر اشباع از سیلیس را از ویژگی‌های غیر منتظره این نوع کافت در نظر می‌گیرند. البته امروزه این نظریه طرفداران کمی دارد.

ج) باورهای جدید:

با گذر زمان و پیشرفت علوم زمین در کشورمان و نیز انجام پایان‌نامه‌ها و پژوهش‌های جدید، انتظار می‌رود که شاهد نظریات جدیدتری باشیم و از اکنون می‌توان گفت که کمان ماگمایی ارومیه - دختر آستان نظریات جدیدتری است. اگر چه این نظریات در اصول کار با هم یکسان هستند (نظریات یا

1 - Takin  
2 - collision

مؤید نظریه فرورانش و یا مؤید نظریه ریفت هستند). دور از لطف نخواهد بود که اشاره‌ای کوتاه به برخی از این نظریات داشته باشیم.

مجله (۱۳۷۹)، در مقاله خود به بررسی نقش فضاهای کششی نردبانی (en-echelan) در شکل‌گیری سنگ‌های آذرین بخشی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر پرداخته است. به اعتقاد وی، در اثر برخورد پلاتفرم عربی در کرتاسه پسین، تکتونیک برشی در پهنه جنوب غربی پهنه ایران مرکزی (پهنه ارومیه - دختر)، فضاهای کششی را فراهم کرده است تا مواد ذوب شده در لبه فعال به صورت آتشفشانی در کمربند آتشفشانی بیرون ریزد. سیستم کششی مؤثر تا پایان میوسن ادامه داشته و با ادامه برش این فضاها با فعال شدن گسل‌های برشی امتدادلغز، با جابجایی راست‌بر مثل گسل دهشیر و قم - زفره چین خورده‌اند و توسط انواعی از گسل‌های معکوس و امتداد لغز بریده شده‌اند.

قربانی (۱۳۸۴)، با توجه به شواهد ژئوشیمی و پترولوژی در سنگ‌های آتشفشانی دانسفهان - کرج، بیان می‌کند که این بخش از کمان ماگمایی ارومیه - دختر احتمالاً محل فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر یک صفحه اقیانوسی دیگر و یا به عبارتی محل یک جزیره قوسی بوده که با پیشرفت فرورانش و تداوم تزریق ماگما، به تدریج به یک قوس بالغ تحول یافته و سرانجام شبیه به یک پوسته قاره‌ای گردیده است.

### ۳-۲ - واحدهای سنگی

محدوده مورد مطالعه در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰۰ کاشان (زاهدی و عمیدی، ۱۳۵۹) و بخش شرقی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱) و در مرز بین نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان و ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز (خلعتبری جعفری و علائی مهابادی، ۱۳۷۷) جای دارد (شکل ۲-۲). لذا در اینجا به ویژگی‌ها و واحدهای سنگی این ورقه اشاره می‌شود تا پیش زمینه‌ای از واحدهای سنگی ورقه کاشان به دست آید. از ویژگی‌های کلی این ورقه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

## ۲-۳-۱- پالئوزوئیک

بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱)، قدیمی‌ترین واحد سنگی این ورقه را سنگ‌های آتشفشانی سیلورین تشکیل می‌دهند که به صورت متاولکانیک‌های آندزیتی تا تراکی‌آندزیت، اسپلیت همراه با شیست و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده می‌باشند و معادل سازند نیور هستند. بر روی سازند نیور، ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی و دولومیت‌های سازند پادها و نهشته‌های آهکی، آهک دولومیتی با قطعات براکیوپودها دونین بالای قرار گرفته‌اند که معادل سازند بهرام در نظر گرفته می‌شوند. در بخش پایانی توالی سنگ چینه‌ای پالئوزوئیک آهک‌های خاکستری تیره، آهک دولومیتی با فوزلیندهای متبلور به سن پرمین و معادل سازند جمال قرار دارند. این توالی از سنگ‌های پالئوزوئیک در منطقه کاشان در بخش شرقی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان و در طاق‌دیس جهق قابل مشاهده است.

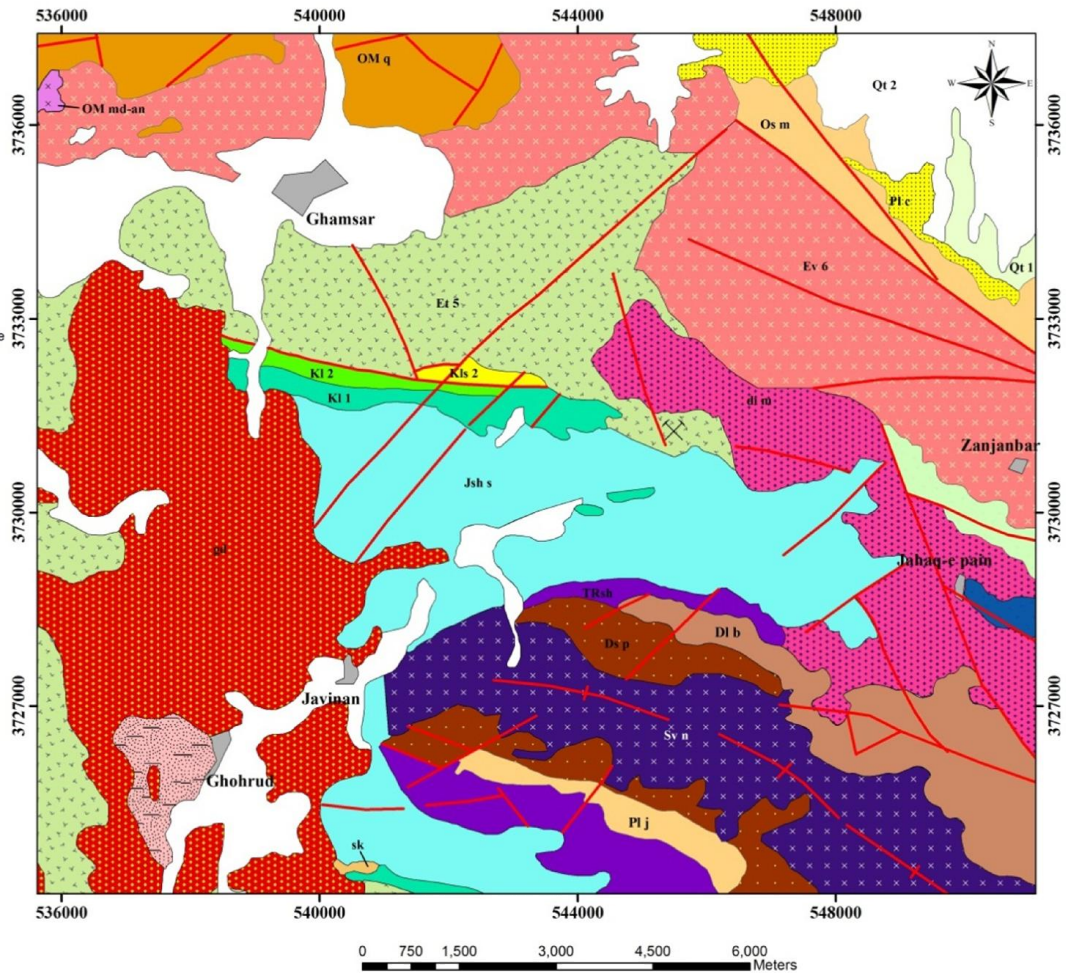
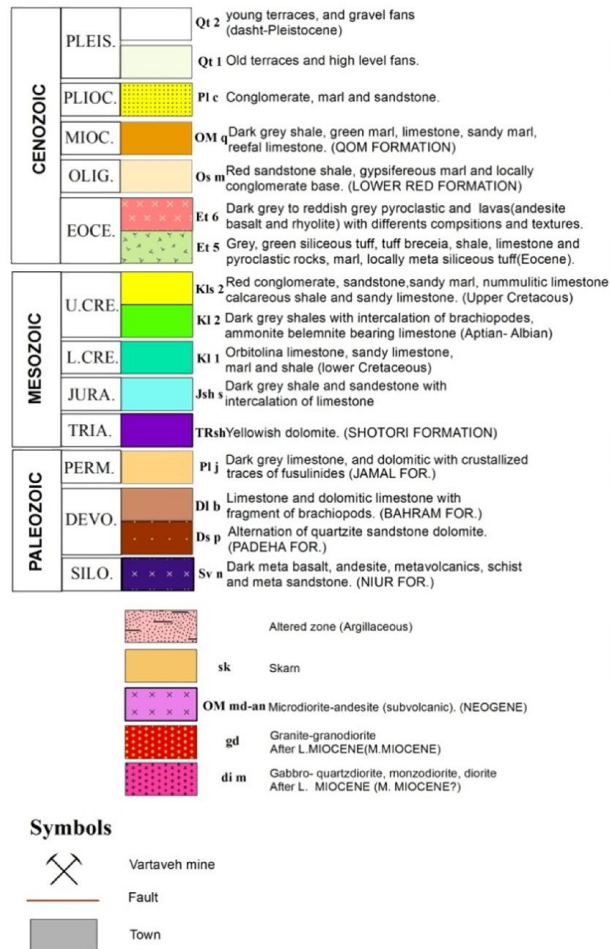
## ۲-۳-۲- مزوزوئیک

واحدهای سنگی مزوزوئیک در این ناحیه با ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی آهن‌دار، معادل سرخ شیل آغاز می‌شود. دولومیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای زرد رنگ چرت‌دار معادل سازند شتری و شیل‌های سیاه‌رنگ همراه با آهک دولومیتی دارای مرجان و گاستروپود برابر سازند نایبند واحدهای سنگی تریاس را تشکیل می‌دهند.

ژوراسیک در این ناحیه با شیل‌های متورق سیاه‌رنگ به همراه لایه‌های ماسه‌سنگی ریزدانه، میان لایه‌های آهکی و کنگلومراها با قله‌های سیلیسی در منطقه قابل شناسایی است.

این مجموعه از لحاظ سنگ‌شناسی و زمانی معادل سازند شمشک است. واحدهای کرتاسه با رسوبات تخریبی از جنس ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ به ضخامت ۴۰ تا ۶۰ متر که به صورت دگرشیب بر روی واحدهای قدیمی (لیاس و تریاس) قرار دارند.

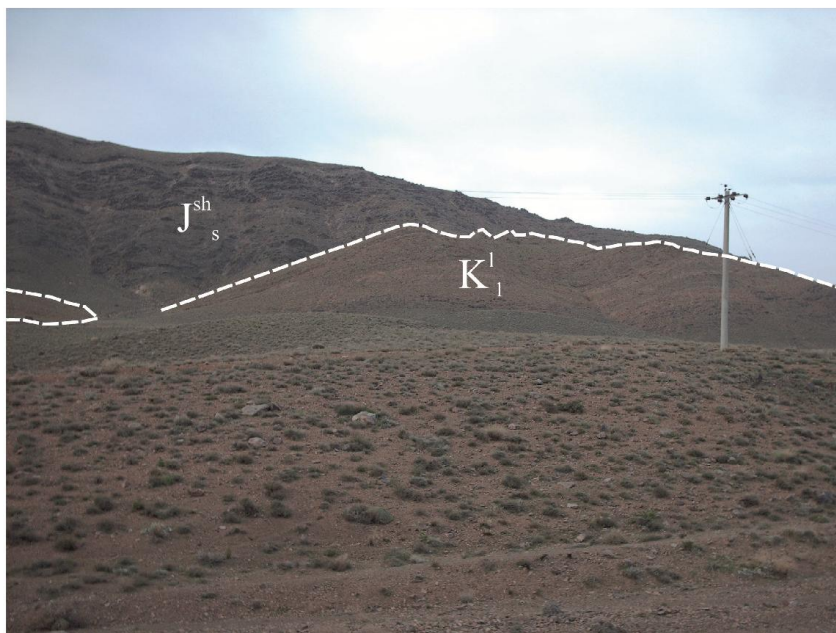
Legend



شکل ۲-۲) بخشی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱) و نطنز (خلعت‌بری جعفری و علائی مهابادی، ۱۳۷۷) و موقعیت کانسار آهن و رتاوه.



آهک‌های اوریتولین دار ستر لایه، آهک‌های ماسه‌سنگی، آهک اوریتولین دار نازک لایه، شیل‌های خاکستری تیره با میان لایه‌های آهک بر اکیپود، آمونیت و بلمنیت‌دار؛ مارن‌های گچ دار، شیل نودولار و آهک نازک لایه توالی کرتاسه زیرین را تشکیل می‌دهند و مارن خاکستری تا کرم متمایل به زرد، آهک‌های خاکستری گلاکونیت‌دار و آهک خاکستری تا زردرنگ، مارن ماسه‌ای عمده توالی کرتاسه بالایی را تشکیل می‌دهند. در مسیر جاده قهرود-کامو، آهک‌های کرتاسه بر روی شیل‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۲) نمایی از واحد آهکی کرتاسه  $K_1^l$  و شیل‌های ژوراسیک  $J_s^{sh}$  (دید به سمت غرب)

### ۳-۳-۲ - سنوزوئیک

سری آتشفشانی رسوبی ائوسن به‌طور دگرشیب بر روی آهک‌های کرتاسه زیرین و گاهی بر روی سازند شمشک جای گرفته است. بخش‌های رسوبی و آذرآواری، لایه‌بندی کامل و مشخصی نشان می‌دهند، در حالی که گدازه‌ها و توف‌ها، بیشتر بصورت توده‌ای دیده می‌شوند.

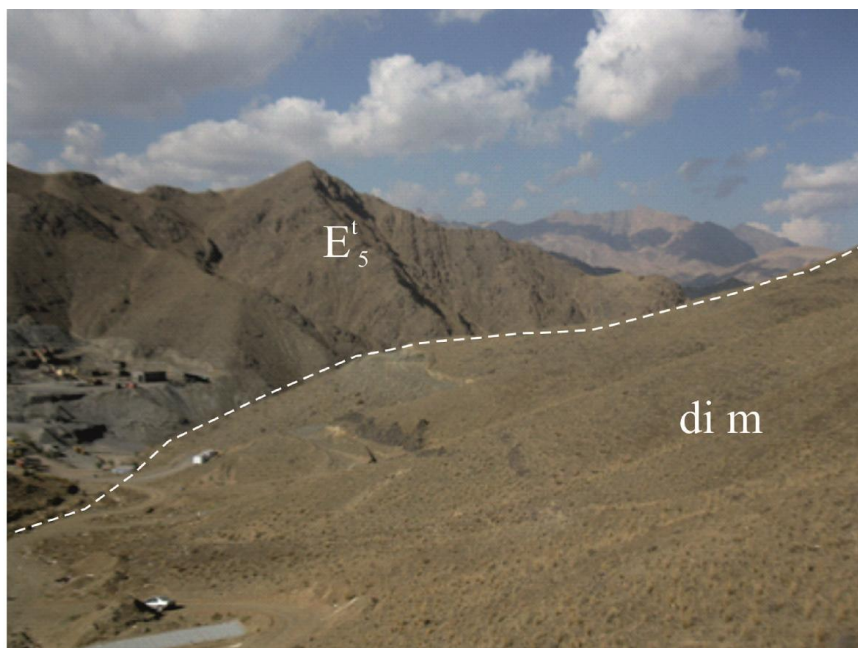
واحدهای سنگ چینه‌ای سنوزوئیک را می‌توان به ترتیب زیر و به اختصار بیان نمود:

واحدهای ائوسن در محدوده مورد نظر با تناوب‌هایی از کنگلومرا تا آهک کنگلومرایی، مارن و ماسه‌سنگ قرمز رنگ شروع می‌شود. واحد کنگلومرا و ماسه سنگ قرمز رنگ با ضخامت زیاد با دگرشیبی بر روی آهک‌های کرتاسه زیرین و سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارد. مارن‌های سبز تا زرد ژپس‌دار، شیل‌های خاکستری و توفی، ماسه‌سنگ، آهک توفی و سیلتستون توفی نازک لایه، از دیگر واحدهای سنگی این زمان هستند.

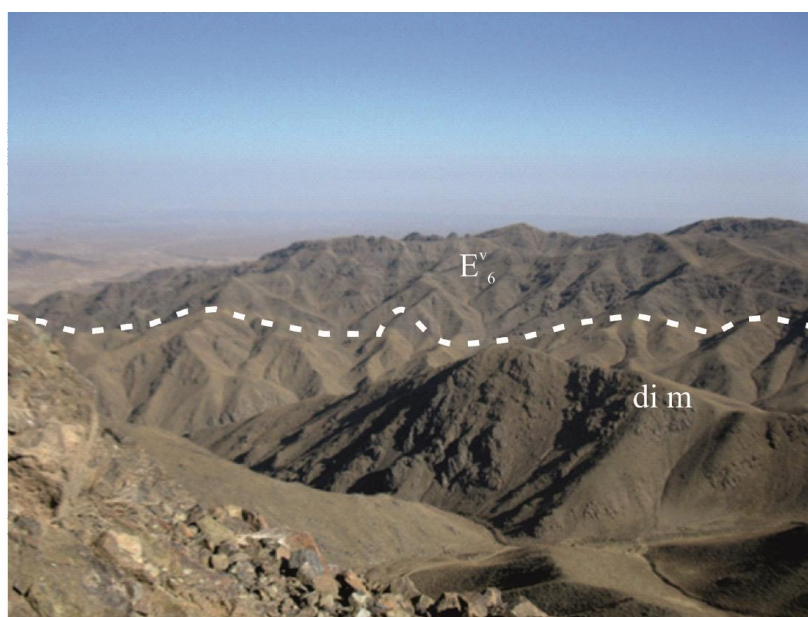
واحد سنگی  $E_5^t$  از توف‌های سیلیسی و آهکی خاکستری تا سبز رنگ، توف برشی، شیل، مارن، آهک و سنگ‌های آذرآواری ساخته شده و گستردگی و ستبرای قابل توجهی دارد. این توف‌ها به دلیل مجاورت با توده نفوذی قمصر و قهرود، دگرگون و سخت شده‌اند. این واحد در غرب قمصر بر روی  $E_3^{sh}$  قرار گرفته است (شکل ۲-۴). واحد سنگی  $E_5^m$  با ستبرای ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر از مارن سفید تا قرمز لیمونیتی، شیل، شیل ماسه‌ای و کنگلومرا تشکیل شده است.

واحد سنگی  $E_5^l$  از آهک نومولیت‌دار ضخیم لایه تشکیل شده که در برخی نقاط در اثر مجاورت با توده نفوذی تبدیل به مرمر و اسکارن شده است.

واحد سنگی  $E_6^v$  متشکل از سنگ‌های آذرآواری تیره تا خاکستری، همراه با گدازه‌های آندزیت بازالتی، ریوداسیت، ریولیت و میان لایه‌هایی از آهک نازک لایه نومولیت‌دار، شیل و ماسه‌سنگ است. این بخش با ستبرای قابل ملاحظه‌ای در شرق قمصر و جنوب قهرود، روی واحد  $E_5^t$  دیده می‌شود. ترکیب گدازه‌ها عموماً آندزیتی تا آندزیت بازالتی و از نظر شیمیایی کالک آلکالن است (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۴) نمایی از واحد سنگی  $E_5^t$  و توده دیوریتی di m (دید به سمت جنوب)



شکل ۲-۵) نمایی از توده نفوذی di m در کنار گدازه‌های آندزیت بازالتی واحد  $E_6^v$  (دید به سمت شمال)

واحد سنگی  $O^1$  از کنگلومرای قرمز رنگ نیمه سخت شده، با قطعاتی از سنگ‌های آهکی و آتشفشانی همراه با ماسه‌سنگ، مارن گچ دار با میان لایه‌هایی از سنگ‌های آندزیتی ساخته شده است. این واحد در قاعده سازند قم و بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار دارد.



واحد سنگی  $OM_q$  شکل گرفته از مجموعه ستبری از لایه‌های دریایی است که معمولاً با دگرشیبی بر روی سری رسوبی پالئوژن آرام گرفته است. بطور کلی نهشته‌های دریایی سازند قم در منطقه، به آشکوب‌های الیگوسن میانی (Rupelian)، الیگوسن بالایی (Chattian) و میوسن زیرین (Aquitanian) تعلق دارند که در بین، نهشته‌های الیگوسن بالایی از گستردگی و ستبرای بیشتری برخوردار هستند (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶) نمایی از کوه کنگرون شامل شیل‌های خاکستری تیره، مارن سبز و آهک ریفی (واحد  $OM_q$ ) معادل سازند قم؛ جنوب قهرود (دید به سمت جنوب)

واحد سنگی  $OM_q^c$  در جنوب روستای دَرّه و جنوب خُنَب و جَزّه برونزد دارند و متشکل از کنگلومرا با قلوه‌های گرد شده و ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل است که بطور پیش‌رونده بر روی ولکانیک‌های  $E_6^v$  و در قاعده نهشته‌های دریایی قم قرار گرفته است.

واحد سنگی  $OM_q^{sh}$  شامل مارن‌های سبزرنگ، شیل‌های خاکستری و مارن ماسه‌ای با ضخامت نسبتاً زیاد است که در شمال روستای دَرّه و شمال غربی فرقهان دیده می‌شود.

واحد سنگی  $OM_q^{ml}$  متشکل از ردیف‌هایی از آهک خاکستری تا زرد روشن، مارن، شیل و مارن ماسه‌ای است.

واحد سنگی  $OM_q^l$  از آهک‌های کرم مایل به زرد و میان لایه‌های مارنی است و بزرگ‌ترین معدن سنگ ساختمانی مرمر در این واحد جای دارد (شکل ۷-۲).



شکل ۷-۲) واحد آهکی - مارنی اولیگوسن ( $OM_q^l$ ) و گدازه‌های ائوسن ( $E_6^v$ ) (دید به سمت غرب)

واحد  $N_v^g$  که مجموعه‌ای گسترده، شامل مواد پیروکلاستیکی و برش آندزیتی با پورفیرهای سبز تا خاکستری همراه با میان لایه‌های آهکی به سن میوسن زیرین (Aquitanian) است که در محیطی نیمه دریایی درست شده است. این واحد در شمال غربی برزک بطور هم‌شیب و پیوسته بر روی آهک‌های خاکستری متمایل به زرد سازند قم به سن اکی‌تانین قرار گرفته است که نشان‌دهنده آغاز فعالیت این واحد در میوسن زیرین است. در قسمت‌های فوقانی آن ردیف‌هایی از سنگ‌های پیروکلاستیکی، گدازه‌های داسیتی و آندزیت - بازالتی به رنگ قهوه‌ای قرار دارد که اکثراً دارای شکستگی و درز و شکاف است. بافت میکروسکوپی این سنگ‌ها معمولاً هیالومیکرولیتی پورفیریک

است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (که به کانی‌های رسی تجزیه شده)، سرسیت، کلسیت، اپیدوت و پیروکسن است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت سوزنی، کانی‌های کدر و گاهی درشت بلورهای آمفیبول است.

نهشته‌های کواترنری  $Q^{tr}$  به شکل تراورتن در جنوب غربی فین، شمال نیاسر، جوینان و جاهای دیگر قابل مشاهده است. واحدهای  $Q_1^t$  و  $Q_2^t$  نیز به صورت پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه و همچنین بخش‌هایی سخت نشده که دشت‌ها را پوشش می‌دهند قابل مشاهده هستند.

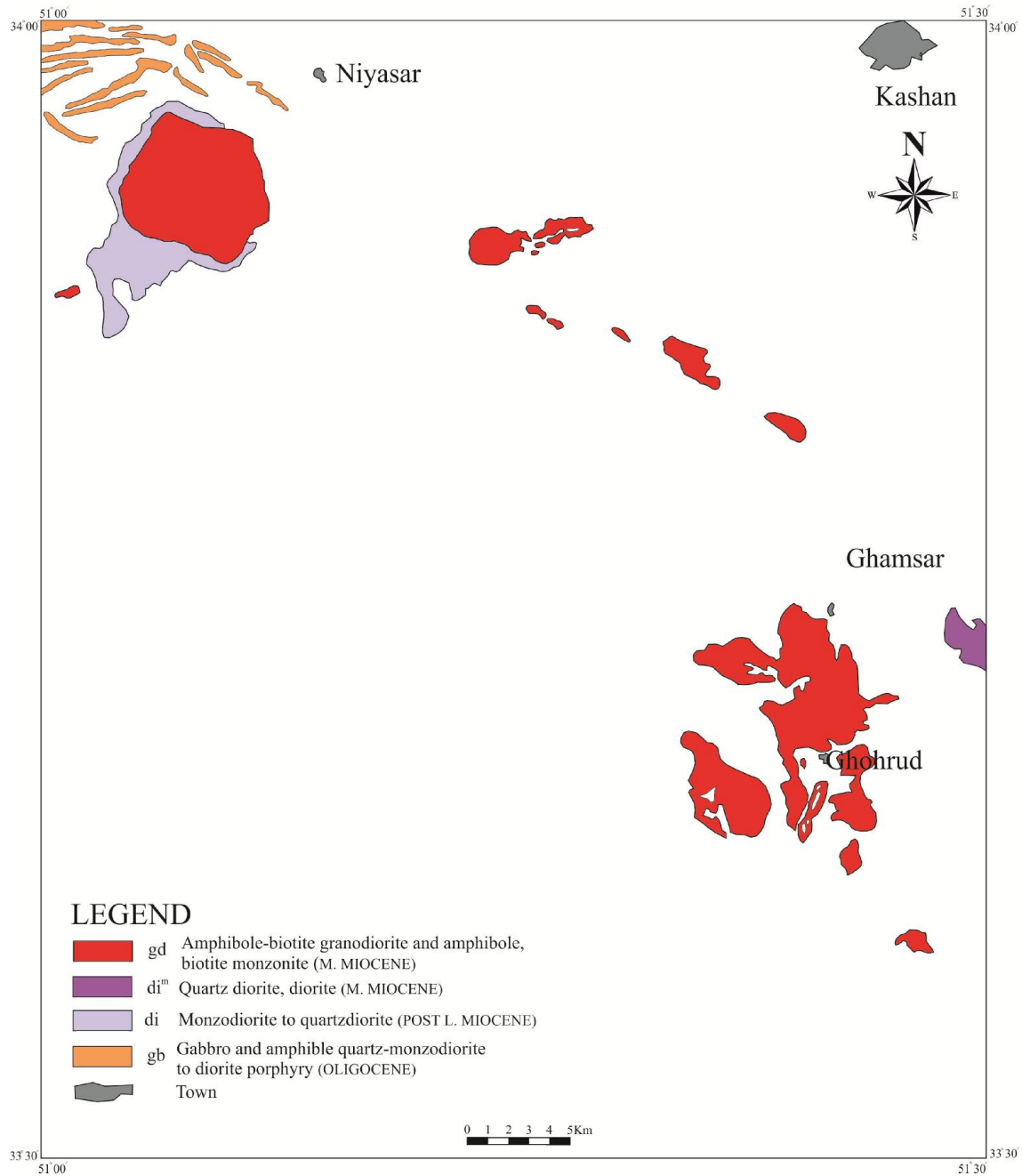
## ۲-۴ - ماگماتیسم

در دوران سنوزوئیک، همزمان با فعالیت‌های کوهزایی آلپ میانی و بالایی ماگماتیسم شدیدی در ایران اتفاق افتاده که با گسترشی بیش از چند هزار کیلومتر، بیشترین سنگ‌های ماگمایی ایران را تشکیل داده است. آتشفشان‌های ائوسن در ایران مرکزی، به‌ویژه در کمان ماگمایی ارومیه - دختر، بیشترین گسترش را داشته‌اند.

فوران‌های اولیه ائوسن ایران مرکزی از نوع کالک آلکالن و زیردریایی بوده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی که به‌طور متناوب کالک آلکالن بوده‌اند، با حجم‌های مختلف و بدون نظم و ترتیب خارج شده‌اند. در ائوسن پسین ترکیب گدازه‌ها به طرف آلکالن (سدیمی و یا پتاسیمی) و به‌شدت آلکالن گرایش پیدا کرده است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷، مهدوی، ۱۳۵۷).

## ۲-۴-۱ - سنگ‌های نفوذی

توده‌های نفوذی منطقه با ترکیب بین تونالیت تا گرانودیوریت و گرانیت، سنگ‌ها و واحدهای قدیمی‌تر تا سن میوسن زیرین را قطع نموده و سبب دگرگونی و دگرسانی در آنها شده‌اند. این توده‌ها امتدادی جنوب شرقی - شمال غربی داشته و با کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه دختر در یک راستا قرار دارند (شکل ۲-۸).



شکل ۸-۲) توده‌های نفوذی در محدوده نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱)

نفوذ این توده‌ها در واحدهای مناسبی چون واحدهای کربناتی و ولکانیکی سبب تشکیل اسکارن‌های متعدد در منطقه شده‌اند. این اسکارن‌ها گاه همراه با کانه‌سازی بوده که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به کانسارهای اسکارن آهن قهرود، اسکارن آهن جنوب گلستانه، اسکارن آهن نیاسر، جهق و قمصر اشاره نمود. سنگ‌های گرانودیوریتی (gd) (شکل ۸-۲)، مهم‌ترین توده‌های نفوذی منطقه هستند. ترکیب

آن‌ها از گرانودیوریت تا تونالیت متغیر است. این توده‌ها بیشترین برونزد را بین قمصر و قهرود دارند (شکل ۹-۲) که طبقات سیلورین تا میوسن زیرین را قطع کرده‌اند و شامل یک توده اصلی و تعدادی بیرون‌زدگی‌های کوچک مجاور هم هستند.



شکل ۹-۲) نمایی از گرانیتهای غرب قهرود (دید به سمت غرب)

مجموع این بیرون‌زدگی‌ها بیش از ۶۵ کیلومتر مربع است. منظره ظاهری و بررسی‌های روی زمین، نشان می‌دهد که این توده‌ها، در اعماق بهم وابسته‌اند و در واقع یک توده‌اند. بافت آن‌ها دانه‌ای متوسط و گاهی پورفیروئید است ولی در بخش حاشیه‌ای به میکروپگماتیت تبدیل می‌شوند.

از نظر سنی، با توجه به اینکه این توده‌ها سازند قم را دگرگون کرده‌اند، باید بعد از میوسن زیرین نفوذ نموده باشند و احتمالاً همزمان با توده‌های نفوذی میوسن میانی گرانیتهای کرکس هستند. عمیدی (۱۹۷۵)، سن مطلق توده گرانودیوریتی کرکس را ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال بیان نموده است.

در مقطع میکروسکوپی، بافت این سنگ‌ها دانه متوسط و در برخی نمونه‌ها پورفیروئید است. بخش‌های حاشیه‌ای توده، بافت دانه‌ای ریز و گاهی میکروپگماتیتی دارند. تبلور این توده نباید در عمق زیادی صورت گرفته باشد، زیرا اولاً تمام پلاژیوکلازها ساختمان منطقه‌ای دارند و ثانیاً تشکیل

همزمان بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار در مراحل پایانی تبلور ماده مذاب صورت گرفته و اغلب حالت میکروپگماتیت به خود گرفته است. کانی‌های اصلی سنگ، شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند سبز و کمتر از ۱۰ درصد آلکالی فلدسپار و کلینوپیروکسن است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷).

توده نفوذی دیوریت-کوارتز دیوریتی ( $di^m$ ) ورتاوه (شرق قمصر) یکی دیگر از توده‌های نفوذی چهارگوش کاشان است. سن این توده، طبق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱) بعد از میوسن زیرین (میوسن میانی؟) بیان شده است. پلاژیوکلازهای فراوان و کوارتز کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و پیروکسن، آمفیبول و فلدسپار به همراه کانی‌های کدر از دیگر کانی‌های این سنگ هستند. با نفوذ توده مذکور به درون واحد ائوسن ( $E_5^t$ ) ضمن دگرگونی کانه‌زایی نیز رخ داده است (شکل ۲-۴).

توده نفوذی میکرودیوریت تا کوارتز دیوریت ( $OM^{md}$ ) از دیگر واحدهای آذرین منطقه است که به صورت ساب ولکانیک گنبدی در درون سنگ‌های آتشفشانی و پیروکلاستیک‌های ائوسن و آهک‌های سازند قم تزریق شده است. این توده باعث چین خوردگی، گسلش و تبلور مجدد در این سنگ‌ها و به‌ویژه آهک‌های سازند قم در بلندی‌های غرب قمصر شده است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷).

واحد  $OM^{da}$  با ترکیب ریوداسیت، داسیت تا آندزیت یک توده ساب ولکانیک است که به صورت سیل و دایک در درون شکستگی‌های سنگ‌های آتشفشانی و یا در راستای لایه‌بندی سنگ‌های آهکی سازند قم تزریق شده است. این سنگ‌ها غالباً دگرسان شده و به رنگ سفید مایل به زرد با پورفیرهای درشت کوارتز و فلدسپات دیده می‌شوند (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱).

$da$  این سنگ‌ها معمولاً به صورت رگه‌ای و گنبدی بوده و از گسترش نسبتاً زیادی برخوردار است. ترکیب اصلی این سنگ‌ها داسیتی تا ریوداسیتی است که نتیجه فعالیت آتشفشانی جوان، در منطقه است. بیشترین گسترش این واحد را پیرامون کامو و آزران می‌توان دید. این سنگ‌ها بافت پورفیری

بسیار زیبایی دارند و فنوکریستال‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت و گاهی کوارتز به‌روشنی در آن‌ها بازشناخته می‌شود (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱).

## ۲-۵ - زمین‌شناسی ساختمانی

با توجه به آنکه منطقه مورد بحث در کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است، ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه نیز از این روند تأثیر پذیرفته است. رخدادهای کوهزایی پیرنه<sup>۱</sup> (ائوسن - الیگوسن) با تکاپوی فشارشی شدید و ماگماتیسیم گسترده، تأثیر فراوانی بر ایران مرکزی و به ویژه کمان ماگمایی ارومیه - دختر داشته است.

یکی دیگر از رخدادهای کوهزایی مؤثر بر این منطقه، تکاپوی زمین‌ساختی استرین<sup>۲</sup> است که باعث چین‌خوردگی، دگرشیبی محلی و فعالیت‌های ماگمایی میوسن در منطقه شده است.

کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر در سمت خاور با گسل فشارشی فین محدود شده است که روند همسان با محدوده‌های ساختاری مربوطه دارد، گسل مذکور با ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی خود در این ناحیه، مرز کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر را با بخش‌های داخلی (مثلث ایران مرکزی) مشخص می‌سازد. با توجه به این مطلب و شواهد دیگر، از این گسل می‌توان به‌عنوان یک گسل جداکننده میان دو منطقه ساختاری یادکرد. جدیدترین تکاپوی این گسل در پایان ترشیری بوده و ظاهراً، هم‌اکنون نیز فعال است.

روند بیرون‌زدگی‌ها در این ناحیه عمدتاً شمال باختری - جنوب خاوری است (شکل ۲-۱۰)، بدین‌سان که در این روند توده‌های نفوذی همراه با سنگ‌های آتشفشانی در آرایش خطی، در روند شمال باختری - جنوب خاوری پدید آمده‌اند. در بخش‌های مرکزی منطقه کاشان بیرون‌زدهای فراوانی از سنگ‌های مزوزوئیک وجود دارد که با همبری از یکدیگر جدا می‌گردند. در بخش جنوبی ورقه کاشان

---

1 - Pyrean  
2 - Styrian



مرز سنگ‌ها با واحدهای نوین معمولاً گسله و از نوع معکوس است که شیب آن شمال - شمال خاوری می‌باشد در خاور قهرود نیز گسل‌های فشارشی با شیبی به‌سوی محور خاوری طاق‌دیس جوینان وجود دارد، از این رو با توجه به گسل معکوس فین و گسل‌ها هم‌راستای آن که شیب‌شان به‌سوی محور ناحیه است ملاحظه می‌شود که گسل‌های اصلی ناحیه همگی روند شمال باختری - جنوب خاوری دارند.

به باور گروهی از زمین‌شناسان گسل کاشان در کنار گسل‌های ساختاری کمان ماگمایی ارومیه - دختر، مانند گسل قم - زفره، گسل غرب اردستان، گسل ساوه و ... نقش بسیار مهمی در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی و کمان ارومیه - دختر و همچنین توده‌های نفوذی میوسن داشته است (حاجی علیلو، ۱۳۶۸؛ آقائاتی، ۱۳۸۳).

## ۲-۶ - زمین‌شناسی اقتصادی

محدوده مورد بررسی از دیدگاه شاخصه‌های معدنی به نسبت سرشار بوده که مهم‌ترین بیرون‌زدگی‌های معدنی آن را به اجمال در زیر بیان شده است (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱) (شکل ۲-۱۰).

معدن باریت و گالن در باختر روستای دُرّه: کانی‌سازی در درون سنگ‌های پیروکلاستیکی و گدازه ائوسن بالایی انجام‌گرفته و کانه‌های نخستین آن شامل کالکوپیریت، اسفالریت و پیریت می‌باشد مهم‌ترین فرآورده معدن باریت است که از معدن استخراج می‌شود. این کانسار به اعتقاد نظری و همکاران (۱۳۷۰)، یک کانسار سولفید توده‌ای و از نوع کروکو است.

معدن متروکه گالن، باریت و مس دره وراوندون (شمال جوهره و جنوب باختری قرآآن): در این منطقه، رگه‌هایی از باریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت، توف‌های سیلیسی ائوسن (واحد  $E_5^t$ ) را گسسته است، کانی‌سازی معمولاً در راستای شکستگی‌ها انجام گرفته و چند تونل اکتشافی نیز در آن‌ها حفر شده



است. مالاکیت و آزوریت از کانی‌های ثانوی این کانسار می‌باشند. بر اساس آخرین نظریه کانسار ورندان به اعتقاد هاشمی و همکاران (۱۳۹۲) از دسته سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد و از نوع کروکو می‌باشد.

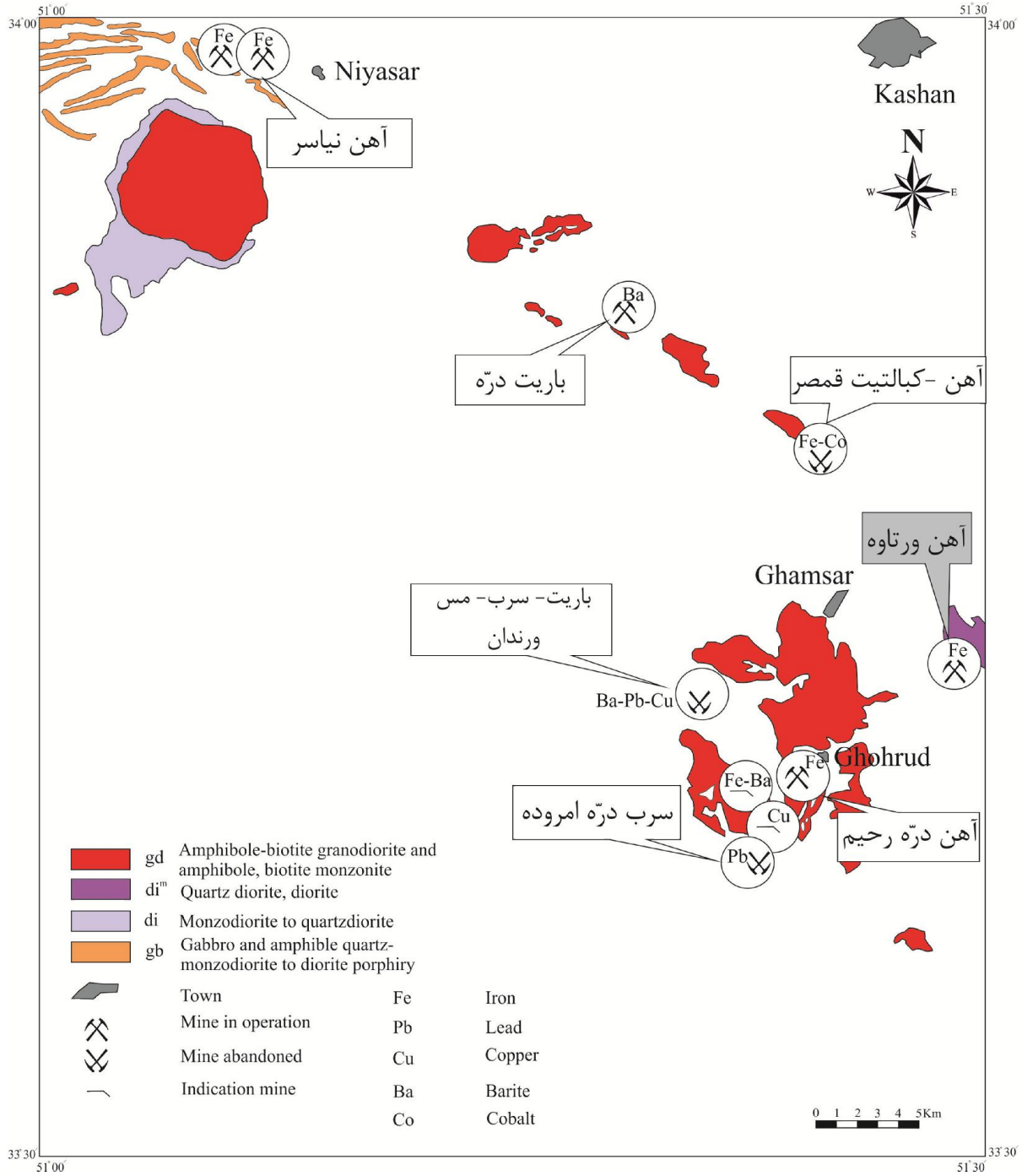
معدن متروکه سرب دره امرود (دره معدن، ۲ کیلومتری جنوب باختری قهرود): رگه‌های بیشمار گالن همراه با گانگ کوارتز، در درون توف‌های سیلیسی  $E_5^t$  دیده می‌شود. از شواهد چنین برمی‌آید که کانی‌سازی نمی‌تواند بی‌تأثیر از تزریق توده نفوذی در این‌گونه سنگ‌ها باشد. در این معدن چندین تونل و در راستای شمالی - جنوبی برای استخراج کانسنگ حفر گردیده است.

معادن آهن: رگه‌ها و عدسی‌های کوچک و بزرگی از مگنتیت و هماتیت پیرامون توده‌های نفوذی منطقه پدیدار است. مگنتیت در باختر قهرود، به سبب برای چندین متر دیده می‌شود که فرآورده همبری توده گرانودیوریتی با مرمرها و اسکارن‌ها به‌دست‌آمده از آهک‌های کرتاسه است، دیگری رگه‌ها و عدسی‌های مگنتیت-هماتیتی دیگری نیز در شمال باختری نیاسر دیده می‌شود که در درون توف‌ها و گدازه‌های ائوسن بوجود آمده و هم‌اکنون توسط یک شرکت خصوصی بهره‌برداری می‌شود.

معدن متروکه کبالتیت فرقهان: این کانسار به شکل رگه‌ای است که از کبالتیت، مگنتیت و هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و اریترین تشکیل شده است این کانسار در مرزی میان یک توده نفوذی نیمه ژرف میکرودیوریتی با سنگ‌های آهکی سازند قم تشکیل شده است (محمد دوست و همکاران، ۱۳۸۸).

سنگ‌های ساختمانی: معدن مرمریت جوشقان قالی از آهک‌های نسبتاً بلورین و توده‌ای سازند قم است که به‌عنوان سنگ ساختمانی هم‌اکنون استخراج و بهره‌برداری می‌گردد.

کانسار آهن ورتاوه قمصر نیز از جمله کانسارهای مهم آهن منطقه بوده که مطالعه آن موضوع این تحقیق می‌باشد.



شکل ۲-۱) موقعیت کانه‌زایی، معادن فلزی و توده‌های نفوذی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان



# فصل سوم

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

محدوده معدنی



### ۳-۱- مقدمه

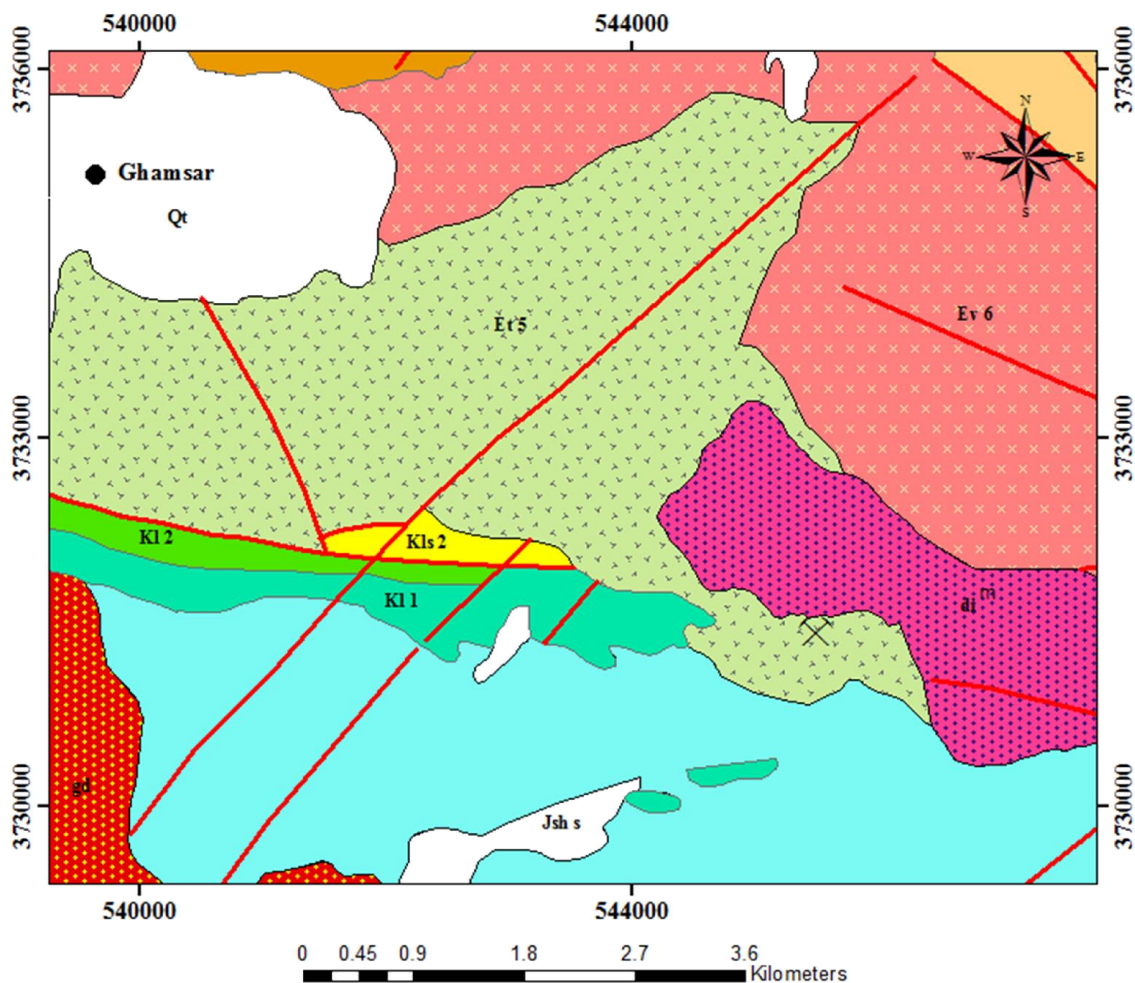
به منظور مطالعه زمین شناسی و بررسی نحوه کانه زایی و عوامل مؤثر در تشکیل کانسار، با استفاده از نقشه های زمین شناسی منطقه، تصاویر ماهواره ای و بررسی های زمین شناسی صحرایی ابتدا اقدام به اصلاح مرز واحدها در نقشه های زمین شناسی موجود گردید (شکل ۳-۱). در تهیه نقشه زمین شناسی بزرگ مقیاس (شکل ۳-۱) علاوه بر نقشه زمین شناسی منطقه از تصاویر گوگل ارث کمک گرفته شده است (شکل ۳-۲). با توجه به نوع کانسار و اهمیت سنگ شناسی در کانه زایی، نخست به بررسی چینه شناسی و سنگ میزبان، و سپس به بررسی توده نفوذی و دیگر پدیده های زمین شناسی در محدوده مورد مطالعه پرداخته می شود.

### ۳-۲- چینه شناسی

از لحاظ چینه شناسی در محدوده معدن ورتاوه، برون زدهایی از ژوراسیک تا کواترنر قابل مشاهده است که با توجه به سن می توان واحدهای سنگ چینه ای را به ترتیب زیر بیان نمود.

### ۳-۲-۱- ژوراسیک

ژوراسیک در این منطقه با واحد  $J_s^{sh}$  رخنمون دارد (شکل ۳-۳ الف). این واحد مجموعه ای با ستبرای زیاد از شیل های متورق سیاه رنگ و لایه های ماسه سنگی ریزدانه به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری تیره و ماسه سنگ است که بامیان لایه های آهکی - شیلی، در جنوب محدوده معدنی برون زد دارد. با توجه به فاصله نسبتاً زیاد آن با توده نفوذی، کانه زایی و اثرات توده نفوذی در این واحد سنگی دیده نمی شود.



**Legend**

CENOZOIC	PLEISTOCENE	Qt	Young terraces, and gravel fans (Pleistocene)
	EOCENE	Ev 6	Dark grey to reddish grey pyroclastic and lavas (andesite basalt and rhyolite) with different compositions and textures (Eocene).
		Et 5	Grey, green siliceous tuff, tuff breccia, shale, limestone and pyroclastic rocks, marl, locally siliceous tuff.
MESOZOIC	U.CRETACEOUS	Kls 2	Red conglomerate, sandstone, sandy marl, nummulitic limestone calcareous shale and sandy limestone. (Upper Cretaceous)
		Kl 2	Dark grey shales with intercalations of brachiopode-ammonite-belemnite-bearing limestone.
	L.CRETACEOUS	Kl 1	Orbitolina limestone, sandy limestone, marl and shale.
	JURASSIC	Jsh s	Dark grey shale and sandstone with intercalations of limestone

	gd	Granite-granodiorite After L.MIOCENE (Middle Miocene)
	di <sup>m</sup>	Gabbro- quartzdiorite, monzodiorite, diorite After L. MIOCENE (Middle Miocene?)

**Symbols**

- Vartavah mine
- Fault
- Town

شکل ۳-۱) نقشه زمین شناسی منطقه معدنی ورتاوه که بر مبنای نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۱)

و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث و لندست ۷ تهیه شده است.



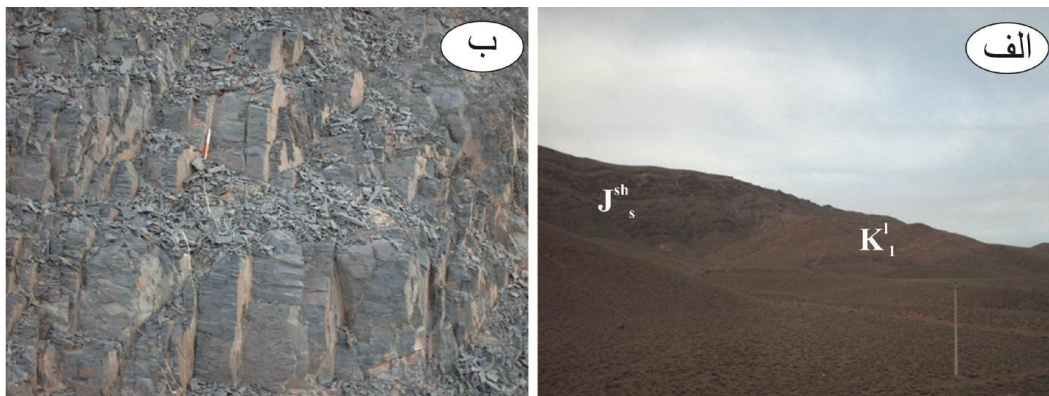
شکل ۳-۲) تصویر گوگل ارث از منطقه ( راهنمای سازندها در شکل ۳-۱)

### ۳-۲-۲- کر تاسه

کر تاسه در محدوده معدنی ورتاوه شامل سه واحد  $K_1^l$ ,  $K_1^{sh}$  و  $K_2^{ls}$  می شود. واحد  $K_1^l$  از آهک های اوربیتولین دار متوسط تا ستر لایه، ماسه سنگ های آهکی، آهک ماسه ای دولومیتی و آهک آلئیتی با فسیل اوربیتولین همراه با لایه های نازک آهک شیلی درست شده است که معمولاً به طور دگرشیب و پیش رونده بر روی سازند شمشک قرار می گیرد (شکل ۳-۳ ب).

واحد  $K_1^{sh}$  شامل شیل های خاکستری تیره با میان لایه هایی از آهک های بر اکیوپود، آمونیت و بلمنیت دار است که با بررسی فسیل های این واحد، سن آپسین - آلبین برای آن در نظر گرفته شده است؛ و واحد  $K_2^{ls}$  که از آهک های مارنی خاکستری تا زرد، آهک های ماسه ای - سیلتی و آهک های شیلی متورق پدیدار شده و دارای ضخامت بالایی نیست.



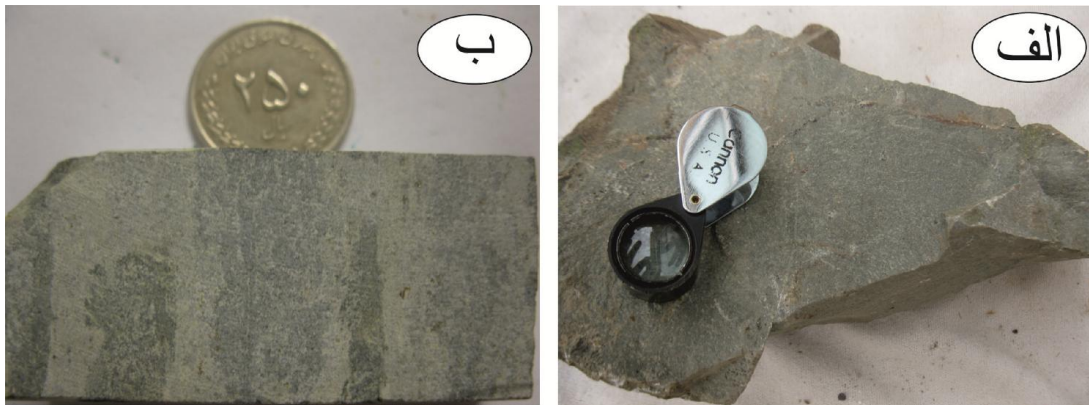


شکل ۳-۳ الف- آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه ( $K_1^1$ ) بر روی شیل‌های سازند شمشک ( $J_s^{sh}$ ) (دید به سمت غرب)،  
ب-شیل‌های خاکستری با تورق و خردشدگی فراوان

### ۳-۲-۳- ائوسن

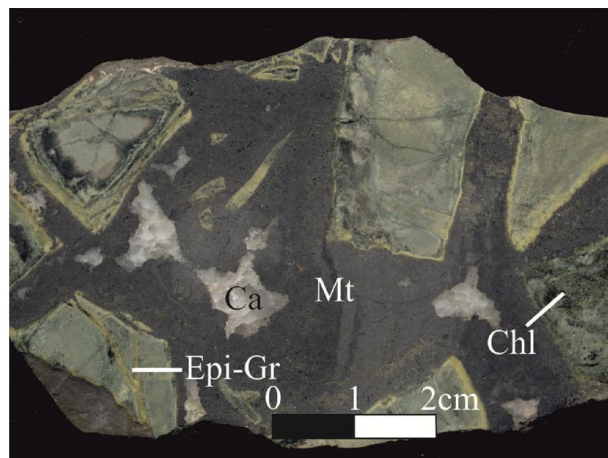
واحد سنگی  $E_s^t$  که از توف‌های سیلیسی خاکستری تا سبزرنگ، توف برشی، شیل، مارن، آهک و سنگ‌های آذرآواری ساخته شده و گستردگی و ستبرای قابل توجهی دارد. این واحد در محدوده معدنی بیشتر شامل توف کربناتی، توف برشی و توف‌های خاکستری تا سبزرنگ است. واحد مذکور در اثر مجاورت با توده نفوذی، دچار دگرگونی و دگرسانی و اسکارنی شدن شده است که کانه‌زایی آهن به‌عنوان مهم‌ترین نتیجه این مجاورت بوده است. این واحد بخش وسیعی از نقشه محدوده معدنی را در برمی‌گیرد و به‌عنوان سنگ میزبان توده نفوذی در منطقه ورتاوه محسوب می‌شود که متحمل تغییرات فیزیکوشیمیایی و در نتیجه کانه‌زایی آهن شده است.

در منطقه ورتاوه، در مجاورت توده دیوریت -کوارتز دیوریتی، واحد  $E_s^t$  قرار دارد. واحد توفی ائوسن در جنوب و غرب توده آذرین واقع شده و سنگ میزبان کانه‌زایی می‌باشد. در محدوده کانسار، واحد  $E_s^t$  عمدتاً شامل توف برشی، توف کربناتی و به مقدار کمتر توف سیلیسی می‌باشد (شکل ۳-۴ الف، ب).



شکل ۳-۴) الف توفهای سبز رنگ (ب) توفهای کربناتی خاکستری رنگ با ساخت نواری

بر اساس مطالعات پتروگرافی و رده‌بندی شیمیایی، ترکیب این واحد به علت داشتن مقادیر بالای پلاژیوکلاز و مقدار کم آلکالی‌فلدسپار، توف آندزیتی است. بافت غالب توفها لایه‌ای و برشی می‌باشد. طی کانه‌زایی توفهایی که در ارتباط با سیالات کانه‌ساز بوده‌اند دگرسان شده و از خود دگرسانی‌های کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی و کائولینیتی همراه با گارنت‌زایی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۵).



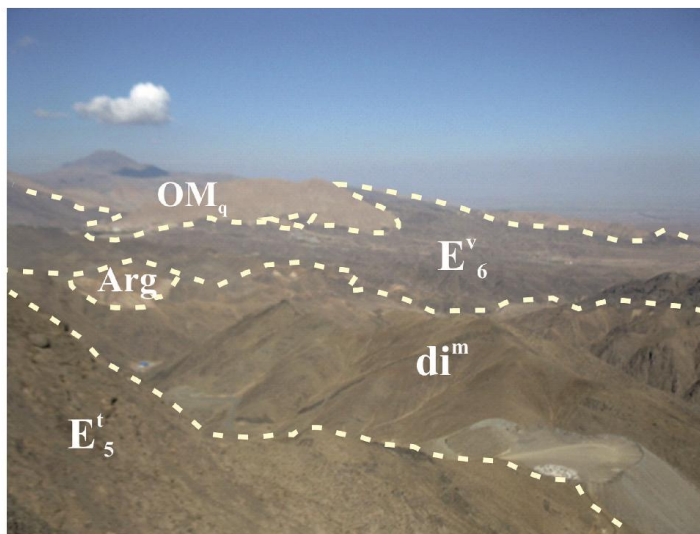
شکل ۳-۵) قطعات سنگ درون‌گیر توفی دگرسان شده در اثر سیال گرمابی

### ۳-۲-۴ - کواترنری

نهشته‌های کواترنری شامل واحدهای  $Q_1^t$  و  $Q_2^t$  که به صورت پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه قابل مشاهده هستند. واحد  $Q_1^t$  معمولاً در دامنه کوه‌ها، به صورت پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه



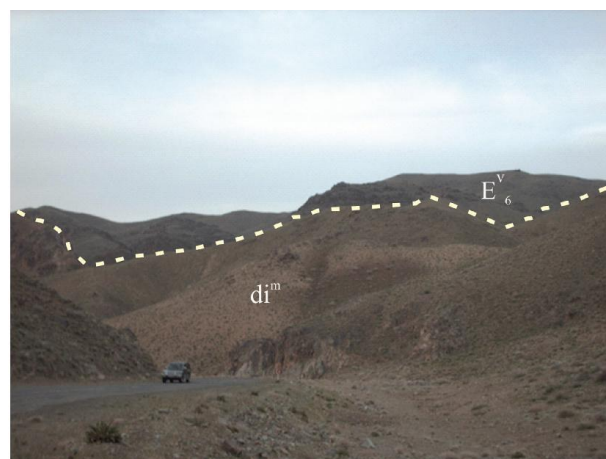
دیده می شود.



شکل ۳-۶) نمایی از سازندهای منطقه (دید به سمت شمال غرب)

### ۳-۳- توده نفوذی

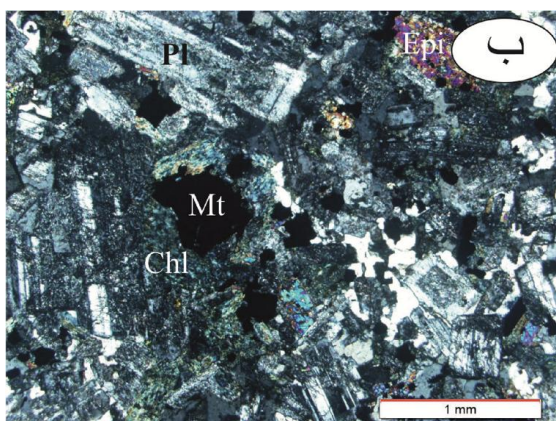
واحد di<sup>m</sup>، توده نفوذی واقع در محدوده معدنی در نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان، به عنوان بخش غربی توده گرانودیوریتی - گرانیتی و ش محسوب می شود (شکل ۳-۷). بر مبنای مطالعات انجام شده، توده نفوذی مسبب کانسار آهن و رتاوله دارای ترکیب دیوریت - کوارتز دیوریتی است. رادفر و همکاران (۱۳۷۱) در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان جنس سنگ های این توده را میکرو دیوریت، کوارتز دیوریت، دیوریت و زمان تشکیل آن را بعد از میوسن (میوسن میانی) می دانند.



شکل ۳-۷) توده نفوذی در کنار گدازه های ائوسن (دید به سمت شمال)

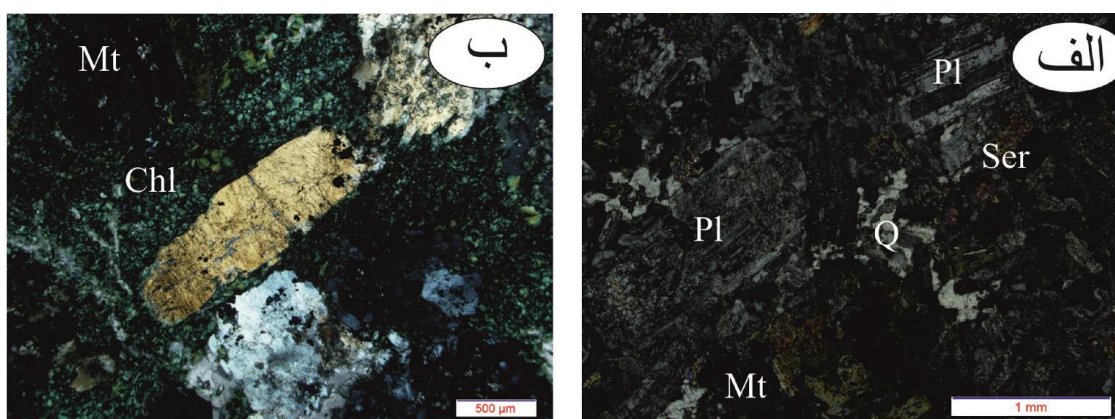
مرز این توده با سنگ‌های ولکانیکی ائوسن به خوبی مشخص نیست. تزریق توده نفوذی به درون سنگ میزبان سبب دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی، آرژلیتی، کلریتی و اپیدوتی شده است. کانی‌های اصلی توده نفوذی عمدتاً از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. کوارتز، آلكالی فلدسپار و پیروکسن به میزان کمی در مقاطع مشاهده می‌شوند. کانی‌های فرعی از جمله اکسیدهای آهن، اسفن، زیرکن نیز در سنگ‌های توده نفوذی حضور دارند.

سنگ‌های دیوریتی توده نفوذی در نمونه‌های دستی، سبز مایل به خاکستری رنگ و متوسط بلور، دارای اکسیدهای آهن (از جمله مگنتیت) که در برخی نمونه‌ها به شدت دگرسان شده هستند (شکل ۸-۳ الف). در زیر میکروسکوپ این سنگ دارای مقدار فراوانی پلاژیوکلاز است. کانی پلاژیوکلاز بلور غالب در مقاطع است که در اثر دگرسانی دچار خوردگی و ضعیف شدگی نمایش ماکل شده اند. در مقاطع شاهد دو نسل پلاژیوکلاز هستیم؛ پلاژیوکلازهای درشت بلور که توسط بلورهای ریز پلاژیوکلاز زمینه احاطه شده‌اند (شکل ۸-۳ ب). پلاژیوکلاز اغلب خودشکل بوده و دارای ماکل تکراری می‌باشند. بافت گرانولار بافت غالب این سنگ بوده و بافت گرافیکی حاصل از هم‌رشدی بین کوارتز و آلكالی فلدسپار نیز دیده می‌شود.



شکل ۸-۳ الف- نمونه دستی از توده نفوذی دیوریتی منطقه ورتاوه، ب- پلاژیوکلاز (Pl) درشت بلور (بالا سمت چپ) و پلاژیوکلازهای دانه ریز در زمینه‌ای از مگنتیت (Mt)، کلریت (Chl) و اپیدوت (Epi).

پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی؛ به کانی‌های اپیدوت، کلریت، سربیسیت و یا کائولینیت تبدیل شده است (شکل ۳-۹ الف). بلورهای آلکالی فلدسپار به صورت خودشکل تا نیمه خود شکل در مقاطع مختلف قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۹ ب). پیروکسن، آمفیبول و مگنتیت کانی‌های فرعی در مقاطع هستند. مقدار کانی بیوتیت در این سنگ بسیار کم می‌باشد. کانی‌های ثانویه این سنگ، که در اثر دگرسانی به وجود آمده‌اند، شامل سربیسیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) هستند.

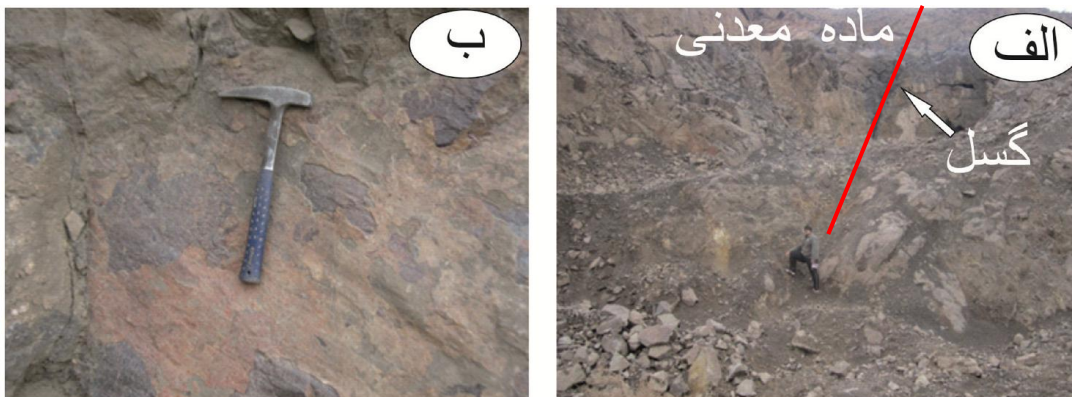


شکل ۳-۹ الف- پلاژیوکلاز بالا سمت راست با ماکل مشخص و تقریباً سالم، پلاژیوکلاز پایین سمت چپ دگرسان شده است، ب- بلورهای فلدسپات در احاطه بلورهای کلریت (Chl) (سربیسیت (Ser)، مگنتیت (Mt)، کوارتز (Q)).

### ۳-۴ - زمین‌شناسی ساختمانی منطقه معدنی

فرآیندهای زمین‌ساختی در محدوده کانسار سبب ایجاد گسل‌ها و شکستگی‌های متعددی شده است. روند گسل‌ها در منطقه متفاوت است (شکل ۳-۱). برخی گسل‌ها روند تقریباً شرقی- غربی داشته و برخی روند شمالی- جنوبی دارند. گسل‌های منطقه، گاه قطع‌کننده ماده معدنی هستند و گاه هیچ رابطه‌ای بین گسل و کانه‌زایی دیده نمی‌شود (شکل ۳-۱۰ الف و ب) که این امر می‌تواند نشان‌دهنده وجود گسل‌هایی با سن‌های مختلف در منطقه می‌باشد.





شکل ۱۰-۳ الف- گسل خوردگی در ماده معدنی (دید به سمت غرب)، ب- آینه گسل در پیکره معدنی A3

در اثر عملکرد فازهای زمین ساختی، همراه با ایجاد گسل‌ها شاهد تغییر در شیب و امتداد لایه‌ها در محدوده کانسار هستیم. این تغییر شیب لایه‌ها، گاهی منجر به تبدیل لایه به دیواره‌های قائم شده است (شکل ۱۱-۳).



شکل ۱۱-۳ سطح لایه توف کربناتی با شیب قائم



# فصل چهارم

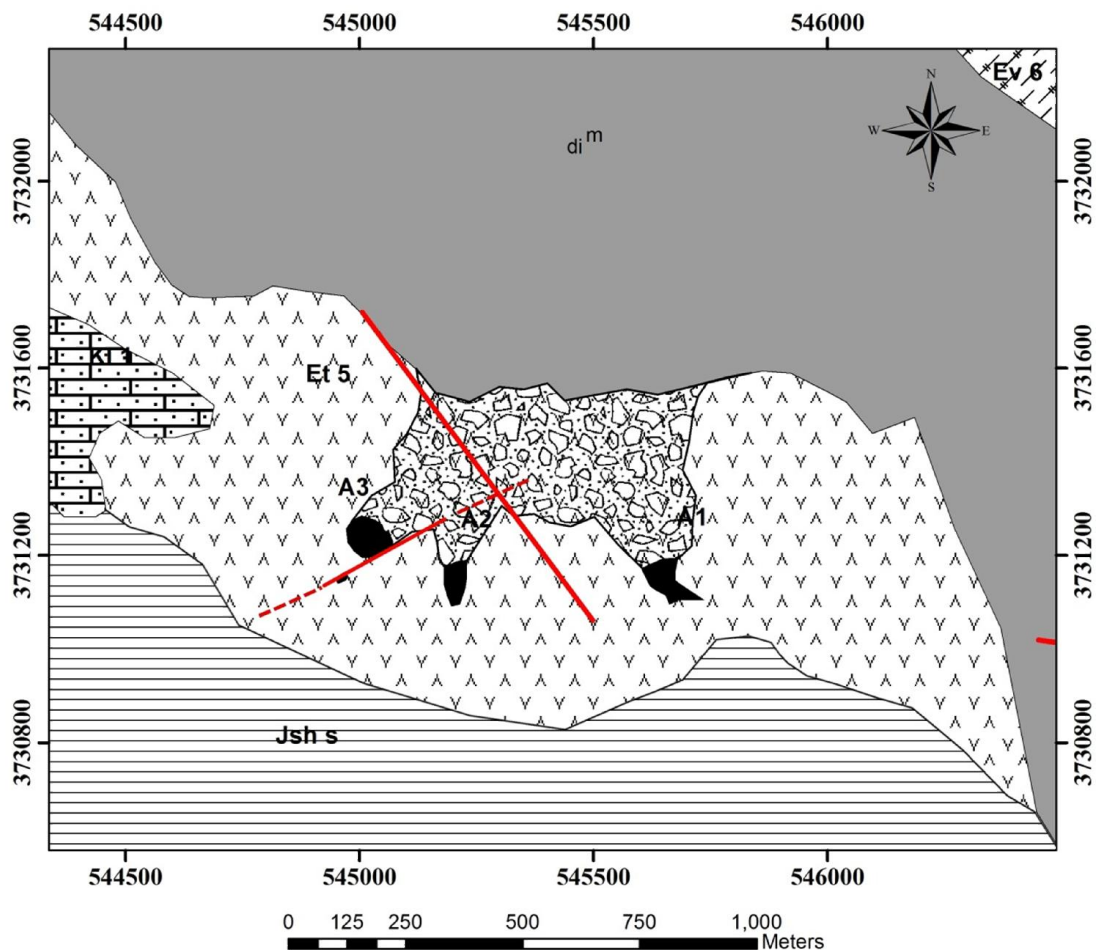
## کانه‌زایی و دگرسانی



## ۴-۱- کانه‌زایی

منطقه کاشان با توجه به موقعیت زمین‌ساختی و واحدهای سنگی خود دارای کانه‌زایی‌های متفاوتی است که از میان آن‌ها می‌توان به کانه‌زایی کانسارهای آهن اسکارنی در اطراف توده‌های نفوذی قمصر قهرود، توده نفوذی کوه مارفیون و همچنین کانه‌زایی آهن-کبالتیت قمصر اشاره نمود. علاوه بر این، کانه‌زایی مس، سرب، روی و باریت در توف‌های ائوسن؛ گروهی دیگر از این کانه‌زایی است (نظری و همکاران، ۱۳۷۰؛ هاشمی و همکاران، ۱۳۹۲). همچنین برای کانه‌زایی مس می‌توان به اندیس‌های مس در طاق‌دیس جهق نیز اشاره کرد. علاوه بر کانه‌زایی‌های فلزی می‌توان به معادن غیرفلزی منطقه از جمله معادن زغال سنگ در جنوب شرق کاشان و تعداد فراوانی معادن سنگ‌های ساختمانی از جنس مرمریت و تراورتن اشاره نمود.

کانه‌زایی در محدوده معدنی ورتاوه، بیشتر به صورت توده‌ای، داخل سنگ‌های آذرآواری ائوسن روی داده است. عملکرد فرسایش، فرآیندهای تشکیل خاک و وجود تأسیسات معدنی سبب پوشیده شدن رخنمون‌های سنگی، بخش‌های کانه‌دار و برخی پدیده‌های زمین‌شناسی شده‌اند که این امر به جز سینه کارهایی که توسط معدن باز شده است، مطالعه دقیق صحرایی بر روی مناطق مختلف کانسار را مشکل ساخته است. کانه‌زایی آهن، در سه پیکره معدنی A1، A2 و A3 روی داده است (شکل ۴-۱ و شکل ۴-۲). این پیکره‌ها در حاشیه جنوبی توده نفوذی واقع شده است. در کانسار ورتاوه کانه اصلی مگنتیت است که همراه با هماتیت برای فروش عیارسازی می‌شود. از ویژگی‌های دیگر این کانسار وجود سولفیدهای پیریت، کالکوپیریت و میزان بسیار پایین آپاتیت است به نحوی که به ندرت می‌توان آپاتیت را در مقاطع میکروسکوپی تشخیص داد.



**Legend**

EOCENE		Ev 6	Dark grey to reddish grey pyroclastic and lavas (andesite basalt and rhyolite) with different compositions and textures
		Et 5	Calcareous tuff, tuff breccia, siliceous tuff, meta siliceous tuff
JUR.		Jsh s	Dark grey shale and sandstone with intercalation of limestone
CRE.		Kl 1	Orbitolina limestone, sandy limestone, marl and shale (Lower Cretaceous)
		di m	Microdiorite to microquartz-diorite After L. MIOCENE (M. MIOCENE?)

**Symbols**

	Fault
	Ore body
	Breccia Ore

شکل ۴-۱) موقعیت کانه‌زایی پیکره‌های معدنی A1, A2 و A3 (مساحت پیکره‌ها تقریبی است)



شکل ۲-۴) موقعیت پیکره‌های معدنی و توده‌نفوذی در کانسار ورتاوه

#### ۴-۱-۱- پیکره A1

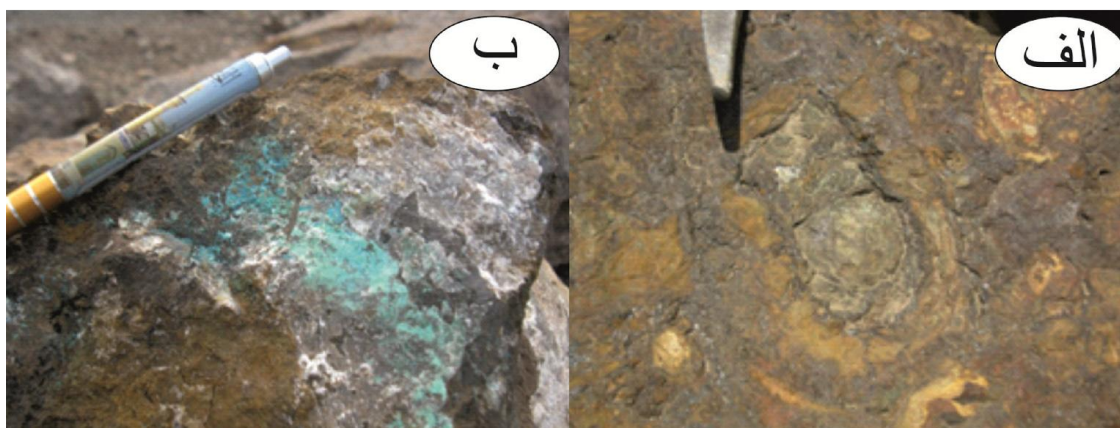
در کانسار ورتاوه، پیکره معدنی A1 در بخش جنوبی توده نفوذی و به مختصات جغرافیایی  $51^{\circ}29'32''$  طول شرقی و  $33^{\circ}43'03''$  عرض شمالی قرار دارد. به علت ارتفاع بالاتری که نسبت به پیکره‌های دیگر کانسار دارد، هم اکنون بهره‌برداری از آن صورت نمی‌گیرد. کانه‌زایی در این پیکره در اصل به صورت توده‌ای است (شکل ۳-۴ الف)، اما بافت‌های برشی و گاه نواری نیز در این پیکره قابل مشاهده است. کانه اصلی مگنتیت است، که میزان کمی از آن به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۳-۴ ب). البته هماتیت در بخش‌هایی از کانسار به صورت اولیه و اولیژیستی تشکیل شده است (شکل ۳-۴ ج). سولفیدهای این پیکره را عمدتاً پیریت تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۴ د)، و میزان کالکوپیریت در این پیکره به نظر کمتر است. پیریت بیشتر به صورت بلورهای ریز و دانه پراکنده، رگه‌ای، و بلورهای دانه درشت ثانویه می‌باشند.





شکل ۳-۴ الف- کان‌زایی توده‌ای مگنتیت (Mt) با لنزهایی از کلسیت، ب- کانسنگ مگنتیتی همراه با هماتیت (Hem) و پیریت (Py)، ج- کان‌زایی اولیژیست (Oly)، د- کان‌زایی پیریت به صورت دانه پراکنده در متن کانسنگ مگنتیتی و رگه‌های تأخیری

از دیگر کان‌های پیکره A1 می‌توان به لیمونیت اشاره کرد که به مقدار محدود در این پیکره یافت می‌شود (شکل ۴-۴ الف). مالاکیت در پیکره A1 به صورت قشری سطحی بر روی سنگ و به میزان بسیار کمی در رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۴ ب).

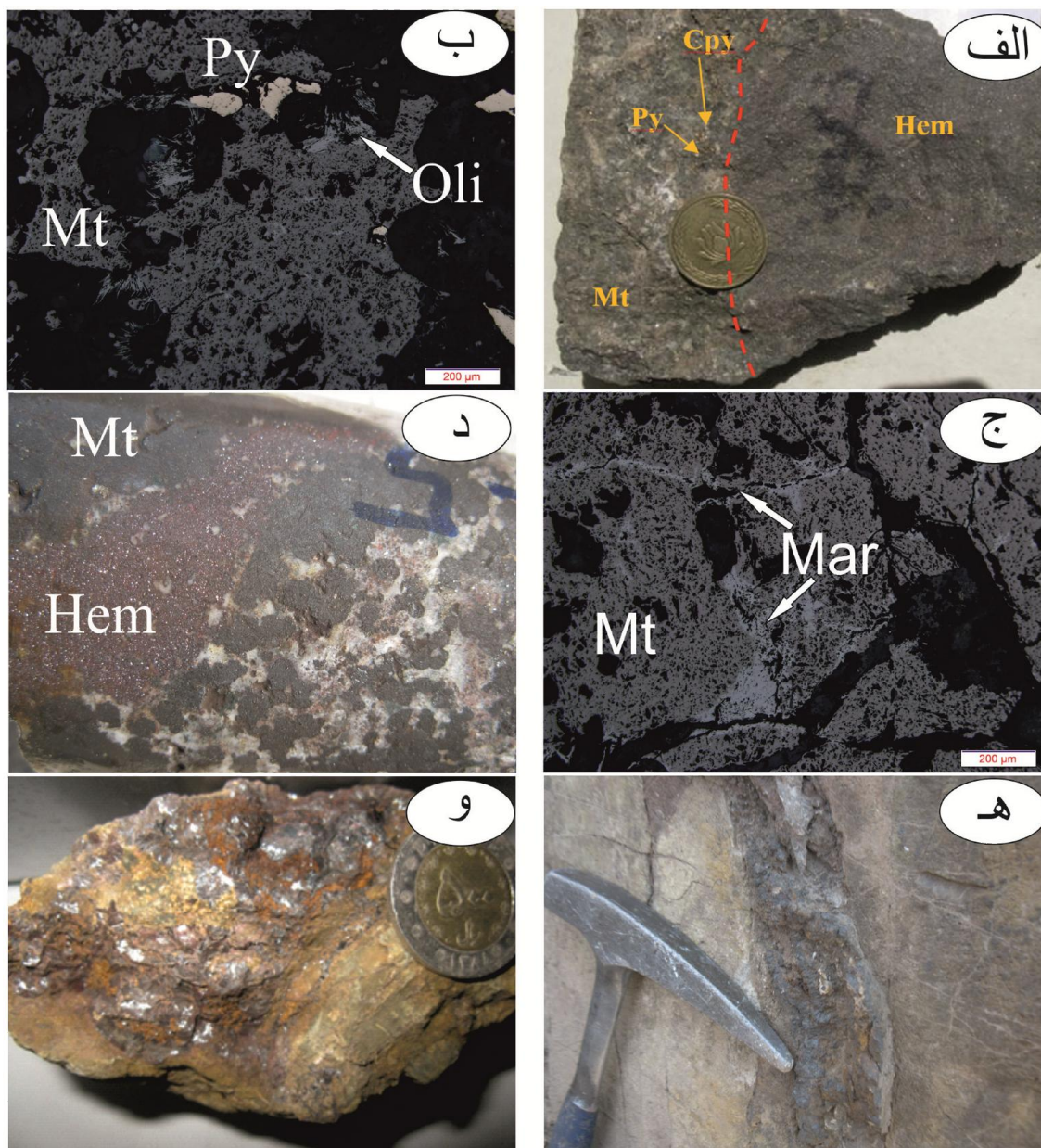


شکل ۴-۴ الف- لیمونیتی شدن در پیکره A1، ب- تشکیل مالاکیت بر سطح سنگ

#### ۴-۱-۲ - پیکره A2

کانه‌زایی در پیکره A2 به صورت توده‌ای و برشی، در قسمت جنوب غربی توده نفوذی و با مختصات  $51^{\circ} 29' 14''$  طول شرقی و  $33^{\circ} 43' 07''$  عرض شمالی رخنمون دارد. این رخنمون ابعادی در حدود ۷۰ متر عرض و ۱۲۰ متر طول دارد. مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت کانه‌های اصلی پیکره A2 هستند (شکل ۴-۵ الف). ماده معدنی در نمونه‌های سطحی رنگ قرمز یا سیاه مایل به قهوه‌ای دارد که در اثر بالا بودن اکسیدهای آهن سه ظرفیتی است در حالی که در پیکره‌های A1 و A3 کانسنگ معدن به دلیل فراوانی بسیار بالای مگنتیت در مقابل میزان ناچیز هماتیت دارای رنگ سیاه است. زمین‌شناسان معدن ورتاوه به سبب بالا بودن هماتیت، پیکره A2 را پیکره‌ای هماتیتی-مگنتیتی نامیده‌اند. با توجه به محدودیت‌های موجود جهت مطالعه گمانه‌های حفاری و تنها بر پایه مشاهدات اجمالی از یکی از گمانه‌های حفاری و مشاهدات سطحی پیکره A2، اینگونه برداشت شد که با افزایش عمق از میزان کانه‌زایی هماتیت کاسته شده و این پیکره نیز مانند دو پیکره دیگر ماهیتی مگنتیتی پیدا کرده و کانه‌زایی آهن به صورت دو ظرفیتی و در شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری رخ داده است. در این پیکره کانه‌های آهن سه ظرفیتی مانند هماتیت، اولیژیست و گوتیت به فراوانی یافت می‌شود (شکل ۴-۵ ب). بلورهای مگنتیت در اثر سیال‌های اکسیدان در حاشیه بلورها و مرز شکستگی‌ها به شدت مارتیتی شده‌اند (شکل ۴-۵ ج). ماده معدنی در این پیکره به صورت توده‌ای، برشی و رگه‌ای دیده می‌شود. اولیژیست به عنوان یکی از پلی مورف‌های هماتیت با جلای فلزی خوب و همچنین حالت پولکی در نمونه دستی به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۴-۵ د، ه و). این در حالی است که میزان اولیژیست آن‌ها به مراتب پائین‌تر است.





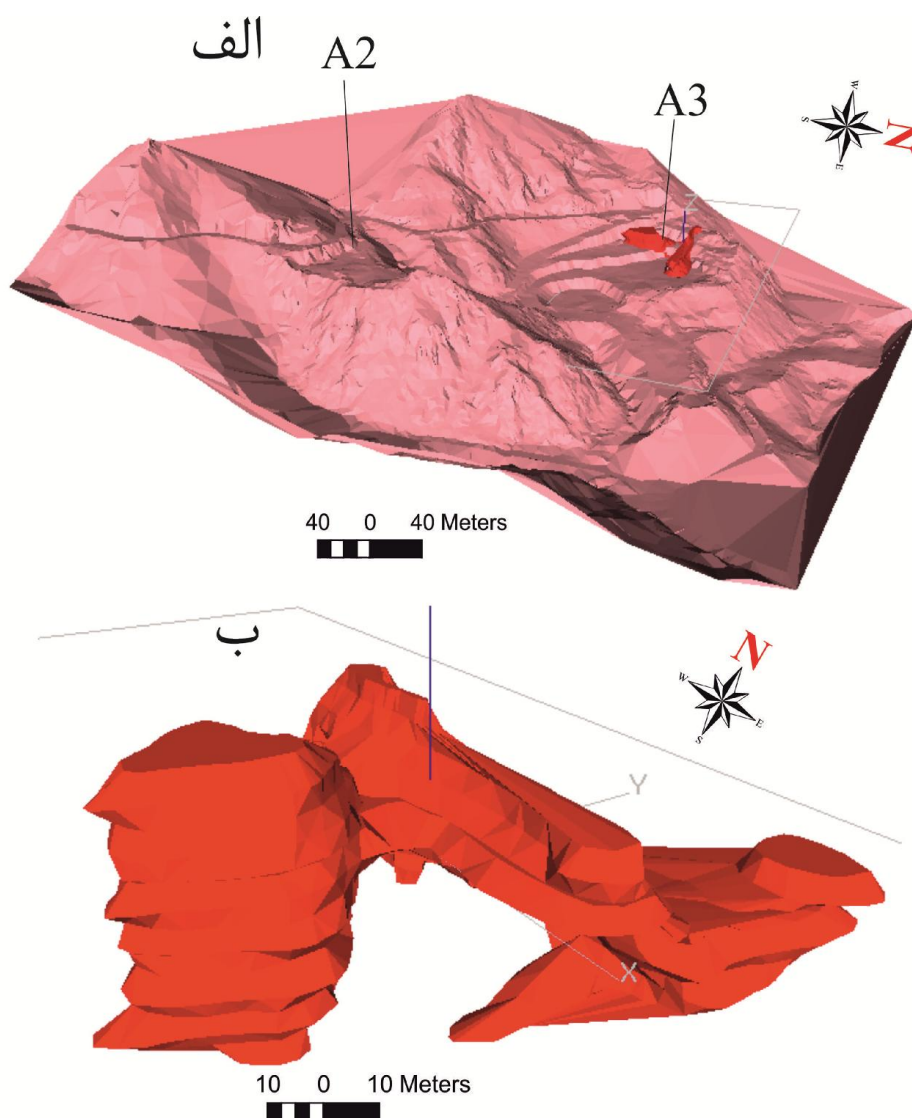
شکل ۴-۵) الف- نمونه دستی از سنگ هماتی- مگنتیتی همراه با سولفیدهای پیریت و کالکوپیریت، ب- مقطع میکروسکوپی از منطقه A2 همراه با کانی‌های مگنتیت، پیریت و اولیژیست، ج- مارتیتی شدن (Mar) مگنتیت در حاشیه بلور و شکستگی‌ها، در مقیاس میکروسکوپی، د- کانه‌زایی هماتیت به صورت اولیژیستی (اولیه) درون کانسنگ مگنتیتی در مقیاس میکروسکوپی، ه- کانه‌زایی مگنتیت به صورت رگه‌ای در واحد توف کربناتی، و- کانه‌زایی هماتیت به صورت بلورهای صفحه‌ای اولیژیست در نمونه دستی

## ۴-۱-۳- پیکره A3

پیکره A3 در غرب تا جنوب غربی توده نفوذی دیوریت - کوارتز دیوریتی به مختصات "۵۱° ۲۹' ۰۵" طول شرقی و " ۳۳° ۴۳' ۱۲" عرض شمالی قرار دارد. پیکره A3 اولین پیکره‌ای است که بعد از ورود به محدوده معدنی شاهد آن هستیم. این پیکره از لحاظ ارتفاعی در پایین‌ترین سطح نسبت به دو پیکره دیگر قرار دارد، این امر و نزدیکی آن به محل تأسیسات معدنی و انبار باطله‌ها به همراه عیار بالا و کانه‌زایی توده‌ای سبب شده تا برداشت از این پیکره در اولویت اول استخراج قرار گیرد. پیکره A3 زمین ریخت‌شناسی تقریباً نعل اسبی دارد (شکل ۴-۶ الف و ب). این پیکره در بخش غربی با یک دایک محدود شده است (شکل ۴-۷ الف). سیال کانه‌دار ضمن حرکت درون سنگ میزبان و کانه‌زایی، با برخورد با دایک مذکور، سبب دگرسانی آن شده است. طبق مشاهدات صحرایی در طرف دیگر دایک کانه‌زایی مشاهده نمی‌شود، این امر حرکت سیال درون و در امتداد دایک را نفی می‌کند و نشان دهنده حرکت سیال از طرف توده نفوذی به سمت سنگ میزبان و دایک است. دگرسانی‌ها مشاهده شده در دایک از نوع پروپیلیتی و کائولینیتی بوده و سبب شده تا تمام کانی‌های اولیه سنگ از بین رفته و تشخیص جنس دایک ممکن نباشد. ماده معدنی در این پیکره به طور عمده ساخت توده‌ای و برشی دارد (شکل ۴-۷ ب، ج). کانه‌زایی از حاشیه این پیکره با ساخت برشی آغاز می‌شود و در ادامه به صورت توده‌ای تشکیل شده است. کانه‌زایی برشی در این پیکره با توجه به نسبت سنگ به ماده معدنی در ابتدا به عنوان باطله به انبار باطله منتقل می‌شده است، اما در ادامه با توجه به حجم بالای کانسنگ برشی و مطالعات صورت گرفته بر روی آن، استحصال آهن آن اقتصادی تشخیص داده شد که منجر به تصمیم‌گیری جهت طراحی سیکل جداگانه‌ای برای فرآوری و استخراج آهن از کانسنگ برشی گردیده است.

در جنوب پیکره A3 و با فاصله حدود ۱۰۰ متری، توده پر عیاری از ماده معدنی در حد فاصل پیکره A2 و A3 قرار دارد که طبق تقسیم‌بندی‌های مهندسی معدن جزء پیکره A3 می‌باشد. اما با توجه به

فاصله و وجود میزان بالای کالکوپیریت، می‌توان این بخش را پیکره‌ای جداگانه دانست (شکل ۴-۷ د). البته با توجه به رخنمون محدود آن مطالعه دقیق بر روی این بخش ممکن نیست، ضمن اینکه شیب منفی لایه‌ها، سختی و هزینه بر بودن عملیات برداشت با وجود دارا بودن عیار نزدیک به ۶۰ درصد آهن، منجر به نادیده گرفتن کان‌زایی آن تا به امروز شده است. در مجموع کان‌زایی مشاهده شده در این پیکره شامل مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، پیرولولزیت، لیمونیت و گوتیت است (شکل ۴-۷ ه و). در مورد ساخت، بافت و کانی‌شناسی کانسار در فصل پنجم به توضیح داده شده است.



شکل ۴-۶ الف- موقعیت قرارگیری ماده معدنی در پیکره A3 در کانسار ورتاوه، ب- شکل ماده معدنی در پیکره A3 (مقیاس و جهت شمال به صورت تقریبی است، شکل رسم شده بر اساس حفاری پودری توسط مهندسین شرکت کانی صنعت کاسپین تهیه شده است).





شکل ۴-۷) الف- دایک دگرسان شده (سفید رنگ) در غرب پیکره A3، ب- کانسنگ توده‌ای، ج- کانسنگ برشی، شامل قطعات دگرسان شده سنگ میزبان توفی که فضای بین قطعات را کانی مگنتیت پر کرده است، د- ساخت توده‌ای از بخش جنوبی پیکره A3 همراه با کانه‌زایی کالکوپیریت و کلسیت در حفرات، ه- کانه‌زایی اکسیدهای منگنز، و- لیمونیتی (Lim) و هماتیتی شدن (Hem)

#### ۴-۱-۴ دیگر آثار کانی‌زایی

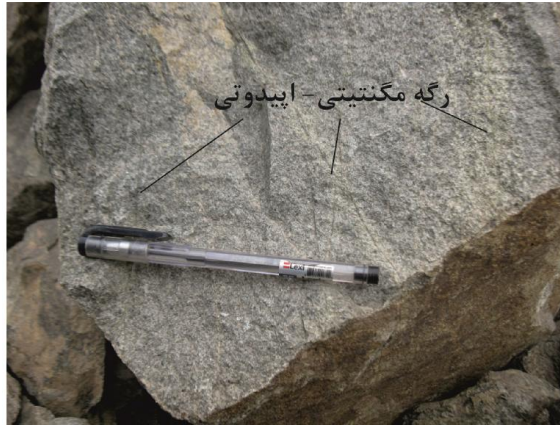
در محدوده معدنی ورتاوه، علاوه بر سه پیکره ذکر شده، رگه‌هایی از مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت قابل مشاهده است که در داخل سنگ‌های ولکانیکی و ولکانوکلاستیکی تشکیل شده‌اند. ضخامت و طول این رگه‌ها متفاوت بوده و از رگه - رگچه‌هایی به عرض چند میلی متر تا نزدیک به یک متر قابل مشاهده است (شکل ۴-۸ الف). اما به طور معمول رگه‌های با ضخامت بالای ۱۰ سانتی‌متر خیلی کم مشاهده می‌شوند و عمده رگه‌ها در حد چند سانتی‌متر ضخامت دارند که این امر سبب غیراقتصادی شدن این رگه‌ها می‌شود (شکل ۴-۸ ب). کانی‌شناسی رگه‌ها شبیه پیکره‌ها بوده و دارای کانه‌هایی از جمله مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و اولیژیست است. با توجه به لایه‌ای بودن و شیب تقریباً قائم لایه‌های سنگ میزبان، گاه سیالات در امتداد لایه حرکت کرده و کانه‌زایی همخوان با لایه بندی را از خود نشان می‌دهند اما در واقع این کانه‌زایی یک کانه‌زایی دیرزاد و از نوع رگه‌ای است و همخوانی با لایه‌بندی دلیل بر همزادی کانه‌زایی و سنگ میزبان نیست (شکل ۴-۸ ج).



شکل ۴-۸ الف- رگه مگنتیتی با ضخامت نزدیک به یک متر، ب- رگه اولیژیستی با پهنای حدود یک سانتی متر از پیکره A2، ج- سیال مگنتیتی که در امتداد لایه حرکت کرده است (شیب لایه تقریباً قائم).



نمونه‌های برداشت شده از حاشیه توده نفوذی، دارای رگه‌هایی از مگنتیت همراه با اپیدوت هستند (شکل ۹-۴).



شکل ۹-۴) کانسازی رگه‌ای مگنتیت در نمونه توده نفوذی

#### ۴-۲ - دگرسانی

بنا به تعریف، دگرسانی شامل انواع تغییرات فیزیکی و شیمیایی در کانی‌های تشکیل دهنده سنگ، در اثر واکنش با سیالات گرمابی می‌باشد (بین<sup>۱</sup>، ۱۹۹۴). محصولات و فرآیندهای دگرسانی که همراه کانزایی وجود دارند، یکی از بنیان‌های شناسایی فرآیندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار است و باعث پیشرفت در تکنیک‌های اکتشافی می‌شود (لنتز، ۱۹۹۴). مواد معدنی گوناگونی که در روند تشکیل و تکامل کانسار بر جای گذاشته می‌شوند، ناشی از ناپایداری کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزات در سیالاتی است که رکن اساسی تشکیل کانسار بشمار می‌روند. تغییر شرایط P-T-X سیال، در طی بر جای گذاشتن مواد معدنی یا پس از آن، موجب می‌شود تا بازتاب این تغییر، بصورت واکنش با سنگ میزبان سیلیکاته، در اثر اکتیویته بالای این کمپلکس‌ها، نمود پیدا کند. لذا سیالات، به ویژه سیالات کانزای، در ایجاد دگرسانی نقش بسیار مهمی را ایفا می‌کنند. تغییراتی که دگرسانی در سنگ‌ها ایجاد می‌کند به مشخصات خاستگاه، سیال کانهدار، حرارت و فشار انجام واکنش، بستگی دارد (یعقوب پور،



۱۳۸۳). بسته به ترکیب سنگ میزبان، توده نفوذی و ویژگی‌های سیال، انواعی از دگرسانی‌ها را می‌توان انتظار داشت.

### ۴-۲-۱- دگرسانی‌های موجود در منطقه

ورود توده نفوذی به درون واحدهای آذرآواری و صعود سیالات ماگمایی، منجر به رخداد دگرسانی و کانی‌زایی در توده نفوذی و سنگ‌های میزبان گردیده است. بر اساس مطالعات انجام گرفته و بررسی‌های صحرایی، بخشی از دگرسانی‌ها در درون توده نفوذی و در بخش درون اسکارن رخ داده است. در این مرحله فلزاتی مانند آهن و برخی عناصر با قابلیت انحلال بالا از ترکیب توده کاسته و در سیال انباشته شده‌اند که این عمل خود سبب ایجاد دگرسانی‌هایی در بخش درون اسکارن شده است. بخش دیگری از دگرسانی‌ها در اثر ورود فاز سیال ماگمایی یا سیال جوی به درون سنگ‌ها بوده که هر یک کانی‌های دگرسانی خاص خود را تشکیل داده‌اند. در این میان وجود درز و شکستگی‌ها به عنوان راهروهای انتقال سیال نقش مؤثری در گسترش دگرسانی داشته‌اند.

بر اساس مطالعات انجام شده، دگرسانی‌های مشاهده شده در مناطق مورد بررسی به ترتیب اهمیت عبارتند از: اپیدوتی شدن، کلریتی شدن، آرژلیتی شدن، سربسیتی شدن و سیلیسی شدن می‌باشند. البته برخی از این دگرسانی‌ها در مقیاس نمونه دستی یا میکروسکوپی قابل مشاهده است و در مقیاس صحرایی به خوبی قابل تفکیک نیست.

### ۴-۲-۱-۱- دگرسانی آرژلیک

دگرسانی آرژلیک، که به واسطه حضور کانی‌های رسی مشخص می‌شود، در شرایط کاملاً اسیدی رخ می‌دهد. با کاهش دمای سیالات گرمابی و کاهش فعالیت  $K^+/H^+$  تمامی کاتیون‌های قلیایی از سنگ خارج شده، در چنین شرایطی کانی‌های رسی تشکیل می‌گردند. در طی دگرسانی، فلدسپات‌ها به کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند. دگرسانی رسی بر حسب شدت آن، به دو نوع دگرسانی آرژلیک با

شدت زیاد و کم قابل تقسیم می‌باشد. دگرسانی آرژیلیک با شدت زیاد در رخنمون همراه با ماده معدنی قابل رؤیت نبوده و تنها در دایک محدود کننده کانه‌زایی در پیکره A3 و در مقاطع قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۰ الف). در این دایک سنگ اولیه به پودر سفید رنگ، که بیشتر کائولینیت می‌باشد تبدیل شده است. سیال در کانسار ورتاوه با حرکت در امتداد لایه‌ها تشکیل دگرسانی داده است (شکل ۴-۱۰ ب). در پیکره A1 سیال کانه‌دار علاوه بر کانه‌زایی توده‌ای و برشی سبب کانه‌زایی‌های رگه-رگچه‌ای و استوک ورکی شده است.

بر اساس نتایج آنالیز XRD بر روی نمونه‌های گرفته شده از منطقه، مجموعه پاراژنتیکی دگرسانی آرژیلیک شامل ایلیت و کائولینیت می‌باشند. گسترش این دگرسانی در منطقه زیاد بوده و دارای رنگ سفید در سطح تازه است. البته در بعضی جاها رنگ آن توسط اکسید و هیدروکسیدهای آهن تغییر پیدا کرده است. مطالعات میکروسکوپی مقاطع این دگرسانی نشان دهنده آن است که اغلب پلاژیوکلازها و فلدسپات به طور بخشی و گاه کامل از حواشی و مرکز بلور، به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

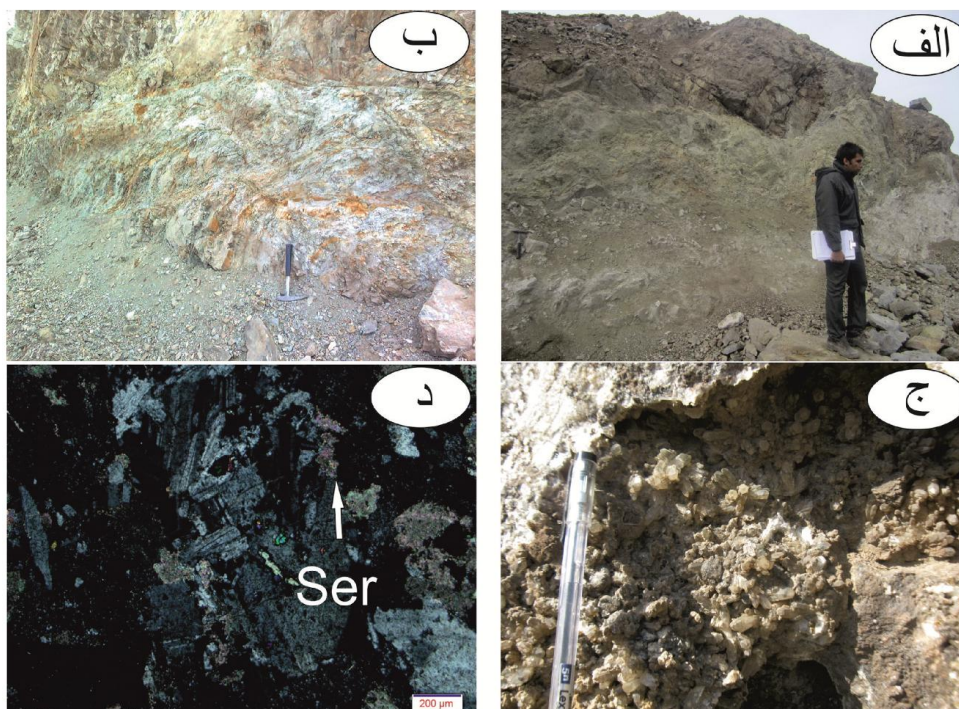
### ۴-۲-۱-۲-۴ - دگرسانی سیلیسی

دگرسانی سیلیسی، نتیجه افزایش در نسبت کوارتز یا سیلیس میکروکریستالین در سنگ‌های دگرسان شده است (اوانز، 1993). قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد و در فشار و درجه حرارت پایین به راحتی نهشته می‌شود (پیراژنو، 1992). سیلیسی شدن سنگ‌ها به روش‌های مختلفی رخ می‌دهد: از جمله؛ الف- به علت انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ دیواره، مقدار سیلیس افزایش یافته است. ب- از طریق دیگر منابع، مانند افزوده شدن محلول‌های ماگمایی و گرمایی به سنگ. همچنین در مواردی، به علت تبدیل کانی‌ها در طی دگرسانی، سیلیس حاصل می‌شود که این سیلیس بوجود آمده، در مجموعه پاراژنتیکی دگرسانی وارد می‌گردد. در منطقه ورتاوه، سیلیسی شدن به صورت رگه و رگچه‌هایی در سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی مجاور توده مشاهده می‌شود. این نشانگر ورود سیلیس از طریق محلول‌های گرمایی به داخل شکستگی‌های سنگ میزبان و ته‌نشین شدن

در داخل آن‌هاست (شکل ۴-۱۰ ج). سیلیس در قالب کانی کوارتز، و بیشتر به صورت میکروکریستالین دیده می‌شود.

#### ۴-۲-۱-۳- دگرسانی سریسیتی

دگرسانی سریسیتی با انحلال کامل و خارج شدن کاتیون‌های Ca, Mg و Na و باقی ماندن کاتیون K، در سیستم، تشکیل می‌شود. مجموعه کانی‌های اصلی مربوط به این دگرسانی سریسیت، کوارتز و پیریت می‌باشد که کانی‌های دیکیت، پیروفیلیت، کائولینیت و آندالوزیت نیز گاهی آن‌ها را همراهی می‌کنند (کریم پور، ۱۳۸۱). کالکوپیریت نیز در این مجموعه ممکن است مشاهده شود. در طی سریسیتی شدن فلدسپات، کوارتز آزاد شده و کوارتز آزاد شده باعث سیلیسی شدن سنگ می‌گردد. در طی دگرسانی سریسیتی، فلدسپات‌های اولیه موجود در سنگ به کانی سریسیت تبدیل شده که باعث تشکیل بلورهای ریز دانه و پراکنده سریسیت بر روی بلورهای درشت فلدسپات می‌شود (شکل ۴-۱۰ د).



شکل ۴-۱۰ الف- دگرسانی آرژیلیک و کلریتی-اپیدوتی در دایک مجاور پیکره A3، ب- حرکت سیال در امتداد لایه‌ها سبب ایجاد دگرسانی در سنگ میزبان شده است، ج- نفوذ سیال کانه دار به درون سنگ‌های درونگیر و ایجاد دگرسانی و کانه‌زایی، د- سریسیت و اپیدوتی شدن

دگرسانی سریسیتی در واحد نفوذی و ولکانیکی منطقه مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعه مقاطع نازک سریسیتی شدن گسترش زیادی دارد، و به صورت دانه‌های ریز پراکنده در متن کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و همچنین در داخل شکستگی‌های پلاژیوکلاز متمرکز شده است. پلاژیوکلازها مهم‌ترین کانی‌هایی هستند که تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند. در واقع در طی فرآیند هیدرولیز، کاتیون‌هایی از جمله  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^+$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Fe^+$  از سنگ حذف شده و سریسیت تشکیل شده است.

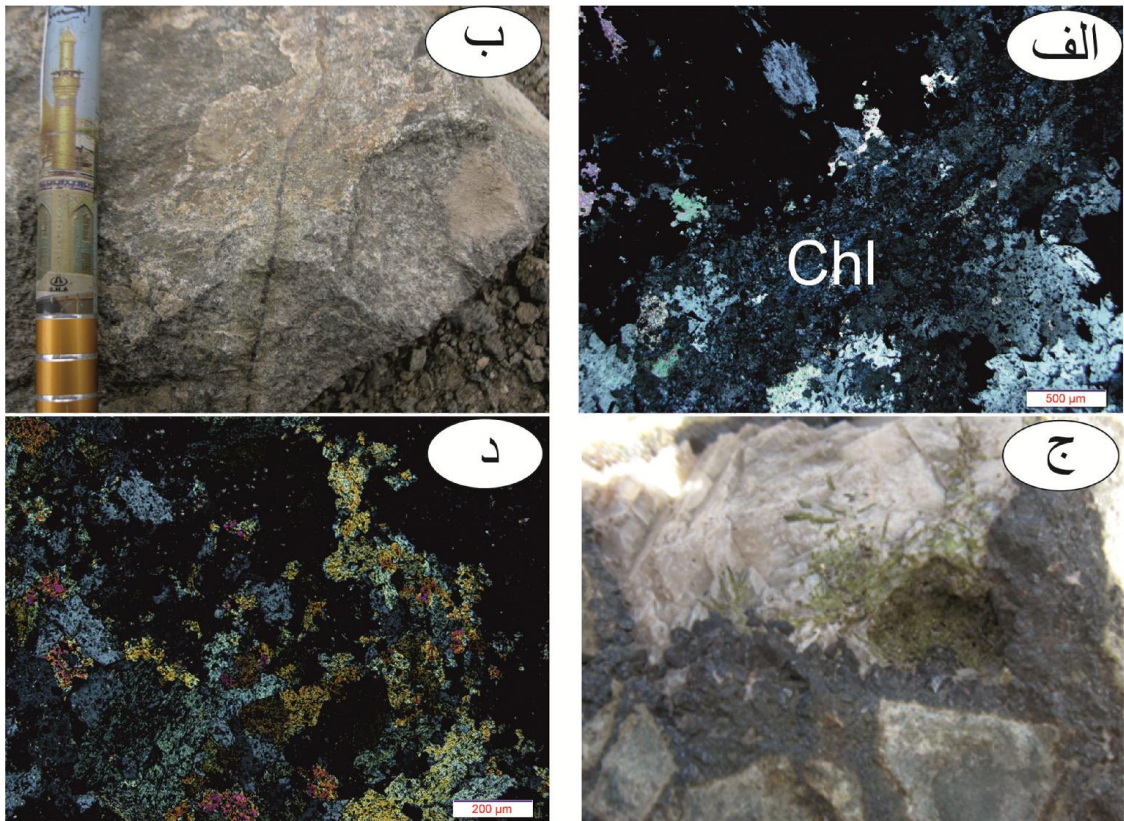
#### ۴-۲-۱-۴ - کلریتی شدن

دگرسانی کلریتی در کانسار ورتاوه به طور گسترده‌ای قابل مشاهده است. این دگرسانی علاوه بر نمونه‌های میکروسکوپی توده نفوذی، در سنگ‌های توفی و همراه با ماده معدنی نیز دیده می‌شود. وجود بخشی از این دگرسانی مربوط به حضور کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت و پیروکسن می‌باشد. این کانی‌ها اکثراً از سطوح رخ و شکستگی‌های موجود، به کلریت تبدیل شده‌اند. این دگرسانی به صورت گسترده همراه با دگرسانی‌های اپیدوتی و به مقدار کمتر همراه با دگرسانی سریسیتی مشاهده می‌شود. کلریت‌های موجود معمولاً به صورت سبز - قهوه‌ای می‌باشند و احتمالاً در رده کلریت‌های آهن - منیزیم دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۱ الف). بنا به گفته بارنز (1997) کلریتی شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های گرمابی و غنی از Mg و Fe ایجاد می‌شود و در اثر این فرآیند سنگ‌ها ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کنند. دگرسانی کلریتی تقریباً تمام سنگ‌های منطقه را در بر می‌گیرد و در اکثر مقاطع از توده نفوذی و همچنین سنگ‌های اسکارنی دیده می‌شود. به علت کلریتی شدن، اکسیدهای آهن و منیزیم در سنگ‌ها افزایش یافته و سنگ‌ها در نمونه دستی و صحرا حالت سبز رنگ به خود می‌گیرد.

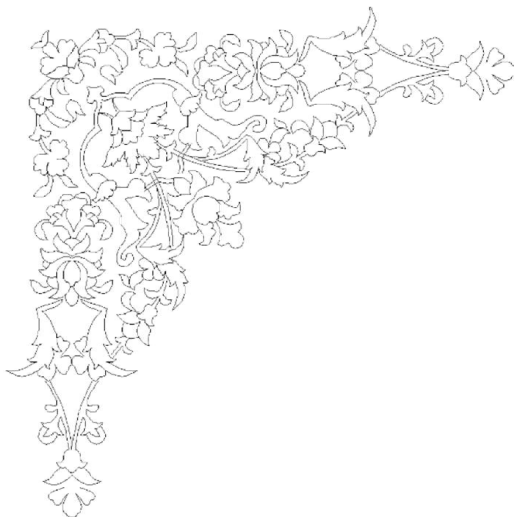
#### ۴-۲-۱-۵- اپیدوتی شدن

گسترش دگرسانی اپیدوتی، همانند دگرسانی کلریتی، در محدوده معدنی ورتاوه زیاد می‌باشد و هم در توده معدنی و هم در پهنه اسکارنی قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۱ ب، ج). این دگرسانی همراه با دگرسانی‌های کلریتی و سربستی دیده می‌شود. در مقاطع توده نفوذی می‌توان پلاژیوکلازهایی را مشاهده کرد که به اپیدوت تبدیل می‌شوند. کانی اپیدوت گاه در رگه‌ها و حفرات همراه با کلسیت و به شکل بلورهای سبز تا متمایل به زرد رنگ به صورت بلورهای کشیده یافت می‌شود که در صحرا با چشم غیر مسلح نیز قابل رویت هستند (شکل ۴-۱۱ ج). در مقاطع میکروسکوپی بلورهای اپیدوت اغلب منشوری، تا بی‌شکل هستند. اپیدوتی شدن را می‌توان نتیجه دگرسانی گرمایی پلاژیوکلازها (سوسوریتی شدن) دانست (شکل ۴-۱۱ د). اپیدوت مستعد جانشینی کلسیت در حضور سیالات غنی از  $CO_2$  است و با افزایش دما، اندازه بلورها افزایش یافته و ظاهری منشوری‌تری می‌یابند (تامپسون<sup>۱</sup>، ۱۹۵۸). این کانی عمدتاً جانشین پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و یا کانی‌های فرومنیزین می‌شود. این دگرسانی، که نوع خاصی از دگرسانی پروپیلیتی می‌باشد، در اطراف توده معدنی با سنگ درونگیر توده نفوذی گسترش بیشتری دارد. در نتیجه اپیدوتی شدن، سنگ‌های منطقه از اکسیدهای آهن، منیزیم و کلسیم غنی شده‌اند. وجود رنگ سبز روشن، زیتونی و چمنی این دگرسانی در صحرا، بیانگر اکتیویته بالای کلسیم و آهن فریک است.





شکل ۴-۱۱) الف- تشکیل دگرسانی کلریتی (Chl) در مقیاس میکروسکوپی، ب- تشکیل بلورهای اپیدوت به صورت رگه‌ای در نمونه توده نفوذی همراه با کانه‌زایی مگنتیت در نمونه دستی، ج- تشکیل اپیدوت در حفرات همراه با کلیست در نمونه دستی از کانسنگ برشی، د- اپیدوتی شدن در مقطع میکروسکوپی (نور پلاریزه)



# فصل پنجم

کانی‌شناسی، ساخت و بافت

و توالی پاراژنزی کانی‌ها



## ۵-۱- مقدمه

مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت ساده‌ترین، ابتدایی‌ترین، کم‌هزینه‌ترین و در دسترس‌ترین نوع مطالعه بر روی کانسار بوده و تشکیل یا ناپایدار شدن کانی‌ها و تغییرات در ساخت و بافت گویای شرایط تشکیل سنگ‌ها و کانی‌ها است. جهت انجام این مطالعات در کانسار ورتاوه، پس از انجام بازدیدهای اولیه، اقدام به جمع‌آوری نمونه و اطلاعات صحرائی از منطقه گردید که از نمونه‌های جمع‌آوری شده تعداد ۴۰ عدد مقطع نازک صیقلی، ۱۷ عدد مقطع صیقلی و ۱۳ عدد مقطع صیقلی تهیه گردید. همچنین تعداد ۵ نمونه برای مطالعات XRD و تعیین نوع کانی در آزمایشگاه مرکز فرآوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج بررسی‌های میکروسکوپی و صحرائی در این فصل در قالب مطالعه کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها آورده شده است.

## ۵-۲- ساخت و بافت

در کانسار ورتاوه ماده معدنی دارای ساخت و بافت‌های متفاوتی است و از آنجا که هر یک از ساخت و بافت‌ها بیان‌کننده شرایط حاکم در کانسار است، می‌توان با توجه به نوع ساخت و بافت، اتفاقات رخ داده در حین کانه‌زایی و پس از آن را بیان کرد، لذا در ادامه به معرفی ساخت و بافت‌های متفاوت کانسار پرداخته می‌شود.

### ۵-۲-۱- ساخت و بافت توده‌ای

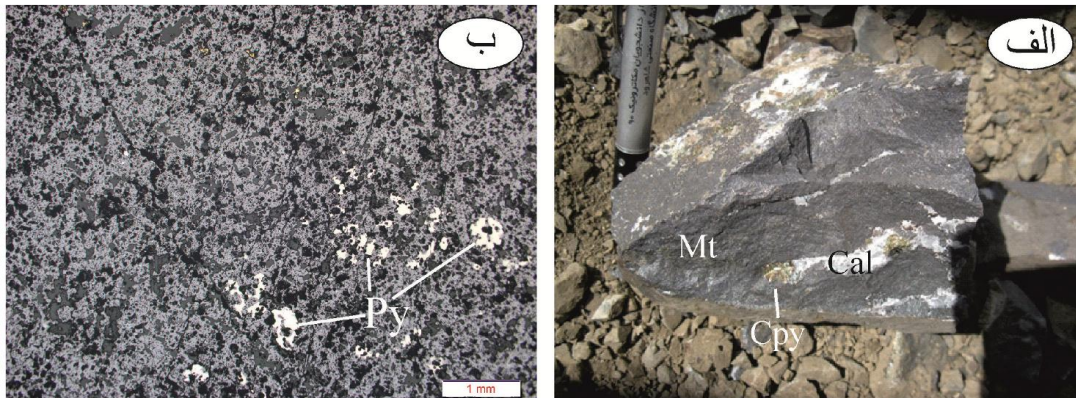
ساخت اصلی ماده معدنی در کانسار ورتاوه، توده‌ای است. در دید صحرائی و نمونه دستی ماده معدنی به صورت متمرکز و توده‌ای به راحتی دیده می‌شود (شکل ۵-۱ الف و ب). گسترش این ساخت به منطقه خاصی محدود نشده و در هر سه پیکره قابل تشخیص است. در زیر میکروسکوپ این بافت به



راحتی قابل تشخیص بوده و مگنتیت‌ها به صورت توده‌ای مشاهده می‌شوند.

### ۵-۲-۲- بافت دانه پراکنده

کانه‌زایی در بخش‌هایی از کانسار به صورت دانه پراکنده شکل گرفته است. در این حالت دانه‌های پیریت به صورت دانه پراکنده درون مگنتیت با بافت توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۱-۵ ب).



شکل ۱-۵ الف- نمونه‌ای از ساخت توده‌ای ماده معدنی، ب- بافت توده‌ای مگنتیت همراه با کانه‌های دانه پراکنده پیریت در مقیاس میکروسکوپی

### ۵-۲-۳- ساخت و بافت برشی

دیگر ساخت و بافت فراوان در کانسار ورتاوه، برشی شدن است که معمولاً قبل از مشاهده بافت توده‌ای کانه‌زایی رخنمون بافت برشی دیده می‌شود. در ساخت برشی فضای خالی بین قطعات سنگ میزبان را معمولاً کانی مگنتیت در بر گرفته است (شکل ۲-۵ الف).

### ۵-۲-۴- ساخت استوک ورکی

این بافت بیشتر در پیکره A3 قابل مشاهده است و در اثر ورود سیال درون شکستگی‌های سنگ میزبان، شبکه‌ای از کانه‌زایی را ایجاد کرده است. ورود سیال به درون سنگ ضمن کانه‌زایی منجر به واکنش سنگ - سیال و رخداد دگرسانی‌های مختلفی چون کلریتی، سرسیتی و کائولینیتی گردیده است (شکل ۲-۵ ب).



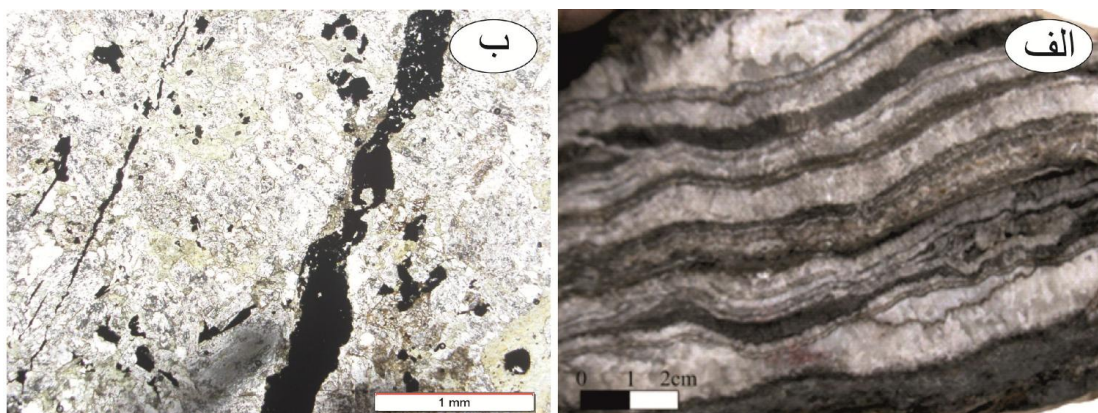
شکل (۲-۵) الف- ساخت برشی، ب- ساخت استوک ورکی (مگنتیت=Mt و دگرسانی=Altr)

### ۵-۲-۵ - ساخت نواری

گسترش این ساخت در کانسار ورتاوه محدود است و تنها در پیکره A1 مشاهده شده است. در شکل ۳-۵ الف نوارهای تیره مگنتیت و کلسیت تشکیل یک بافت نواری متقارن داده‌اند.

### ۵-۲-۶ - ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای

رگه-رگچه‌ای‌های ماده معدنی در کانسار ورتاوه در هر سه پیکره معدنی و حتی در قالب آپوفیزهای کم ارزش ماده معدنی قابل مشاهده است. رگه‌ها ممکن است از جنس مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، کلسیت و یا کوارتز باشند. این شکل از کانه‌زایی، گاه در حد یک ساخت و گاه در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۳-۵ ب).

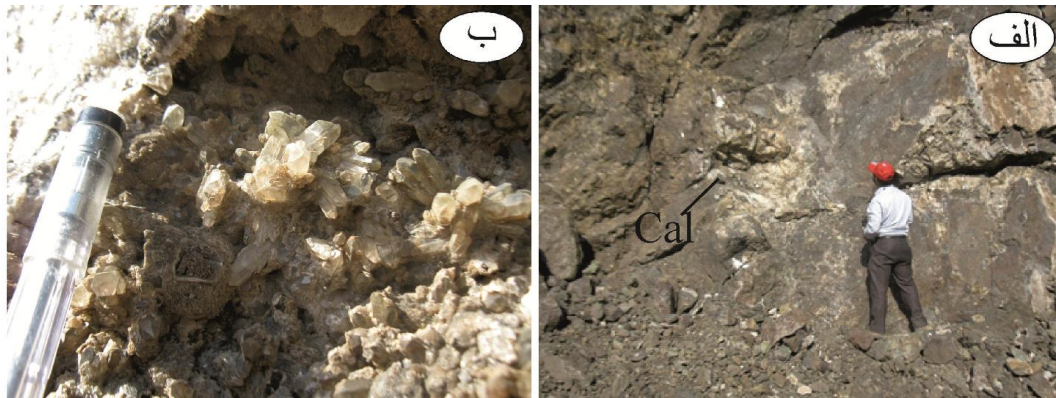


شکل (۳-۵) الف- ساخت نواری گرمابی در پیکره A1، ب- بافت رگه‌ای در مقطع میکروسکوپی از منطقه درون اسکارن



### ۵-۲-۷ - ساخت و بافت فضاپرکن

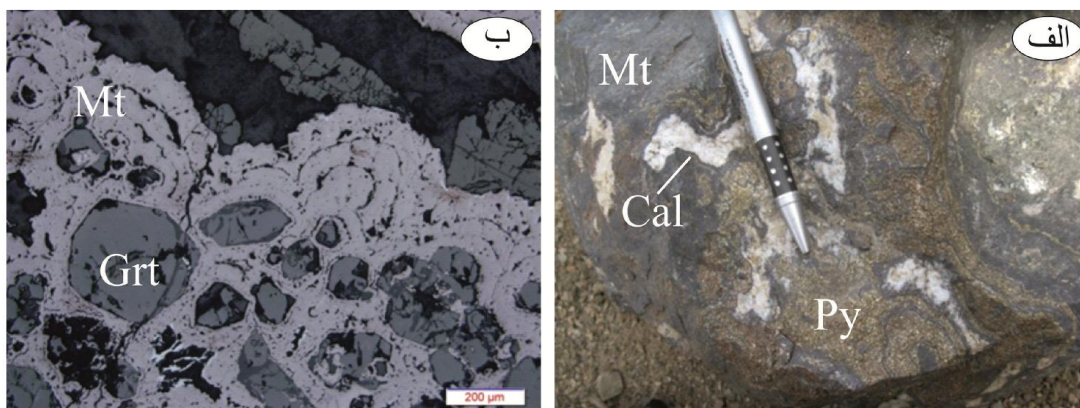
در مراحل پایانی عملکرد سیال، حفرات و فضاهای خالی در اثر گردش سیال با کانه‌زایی‌هایی پر شده است و به طور معمول این رگه‌ها را کلسیت یا کوارتز پر کرده‌اند (شکل ۴-۵ الف). کوارتز در این حفرات فضای رشد خوبی داشته و بلورهای درشتی را ایجاد کرده است (شکل ۴-۵ ب).



شکل ۴-۵) حفرات و فضاهای خالی توسط کلسیت پر شده است، ب- بلورهای رشد کرده کوارتز در حفرات

### ۵-۲-۸ - ساخت و بافت گل کلمی

یکی از ساخت و بافت‌های قابل توجه در کانسار ورتاوه، ساخت و بافت گل کلمی است که بیشتر در پیکره A3 قابل مشاهده است. این ساخت و بافت در کانی‌های پیریت و مگنتیت دیده شده است (شکل ۵-۵ الف و ب). وجود این بافت در کانسار می‌تواند گویای شرایط آرام محیط در زمان تشکیل کانه‌های پیریت و مگنتیت باشد. در زیر میکروسکوپ شاهد آن هستیم که نوارهای مگنتیت در اطراف دیگر کانه‌ها (عمدتاً گارنت) با تشکیل نوارهای متحدالمرکز بافت گل کلمی را پدید آورده‌اند.

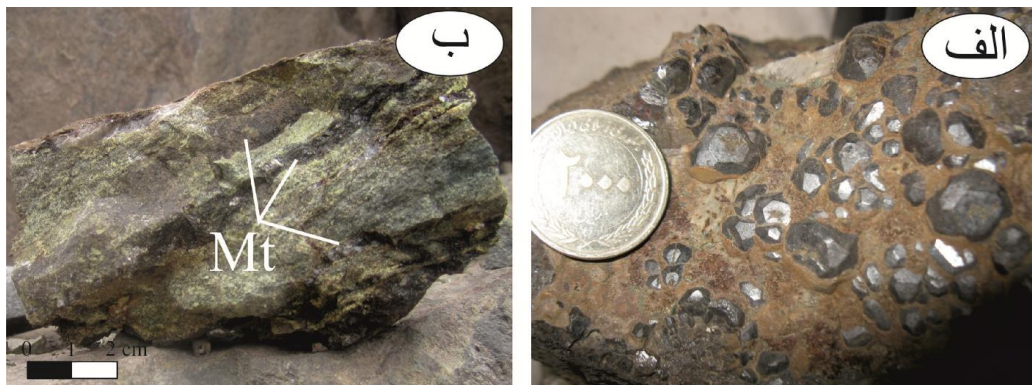


شکل ۵-۵) ساخت گل کلمی در کانی پیریت، ب) بافت گل کلمی در مگنتیت‌ها که در اطراف گارنت تشکیل شده‌اند.

### ۵-۳- کانی‌شناسی

#### ۵-۳-۱- مگنتیت

مگنتیت به عنوان کانه اصلی کانسار بیشترین حجم کانسنگ را به خود اختصاص داده است. این کانه با رنگ سیاه و خاصیت مغناطیسی خوبی که دارد به راحتی قابل تشخیص است. در صحرا و نمونه دستی اندازه آن گاهی تا یک سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۵-۶ الف). مگنتیت‌های کانسار در ساخت بافت‌های توده‌ای، برشی، رگه‌ای و دانه پراکنده دیده می‌شوند. با نفوذ سیال به درون شکستگی‌ها و تغییرات ژئوشیمیایی در سنگ به همراه دگرسانی، کانه‌زایی رخ داده است (شکل ۵-۶ ب). ساخت



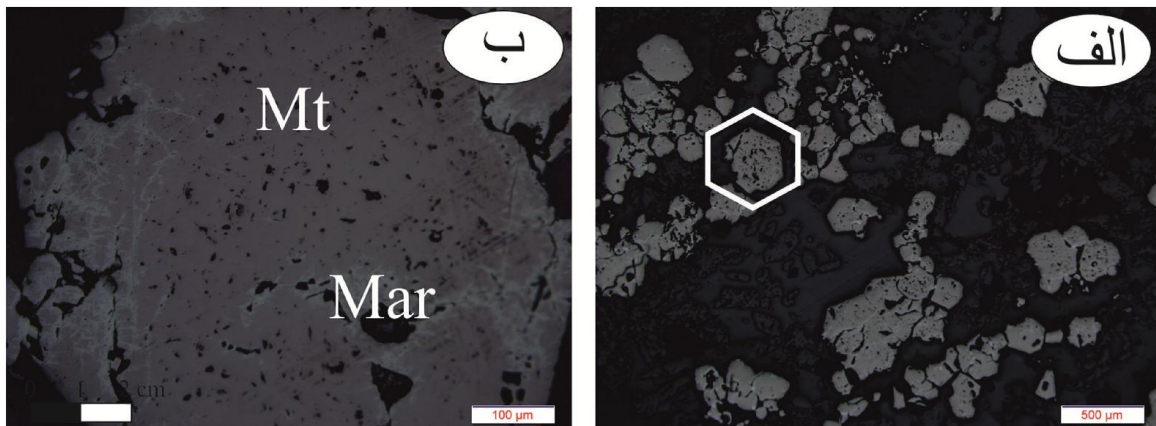
شکل ۵-۶) تجمع بلورهای درشت مگنتیت در نمونه دستی از کانسنگ معدنی، (ب) رگه‌های مگنتیتی درون توف‌های اپیدوتی شده

برشی با گستردگی بالا حاصل ورود سیال کانه‌دار به درون توف‌های خرد شده است که با توجه به واکنش‌پذیری توف‌های کربناتی با سیال، فضای بین قطعات را مگنتیت پر کرده است و تشکیل بافت برشی داده است (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷) ساخت برشی که فضای بین قطعات را مگنتیت و کلسیت پر کرده است.

مگنتیت در نور PPL، معمولاً رنگ خاکستری متمایل به آبی دارد، ولی به صورت کرم‌رنگ نیز دیده می‌شود. در زیر میکروسکوپ مگنتیت به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و بی‌شکل دیده می‌شود، که غالباً نیمه شکل‌دار است (شکل ۸-۵ الف). مگنتیت در محیط هوازدگی به آسانی به هماتیت، لیمونیت، گوتیت و هیدروکسیدهای آهن، دگرسان می‌شود. بر اساس نسه<sup>۱</sup> (۲۰۰۰)، اصطلاح مارتیت برای هماتیت بی‌شکل حاصل از مگنتیت به کار می‌رود و بنابر کرینگ و واگان<sup>۲</sup> (۱۹۸۱) و شهاب‌پور (۱۳۸۰)، مارتیتی شدن نوع خاصی از پدیده جان‌شینی است که در طی آن، مگنتیت در امتداد سطوح (۱۱۱) توسط هماتیت جان‌شین می‌شود. از مطالعه مقاطع به نظر می‌رسد مگنتیت‌هایی که در سطح هستند، تحت تأثیر پدیده‌های اکسیداسیون قرار گرفته‌اند و پدیده مارتیتی شدن به طور قابل ملاحظه‌ای گسترش یافته است. پدیده مارتیتی شدن باعث تبدیل مگنتیت از حاشیه و در محل درز و شکستگی‌ها به مارتیت شده است (شکل ۸-۵ ب). این نکته حاکی از آن است که یک حادثه گرمایی بعدی بر کانسنگ اثر کرده است. مارتیت نسبت به مگنتیت بازتابش بالاتری دارد.



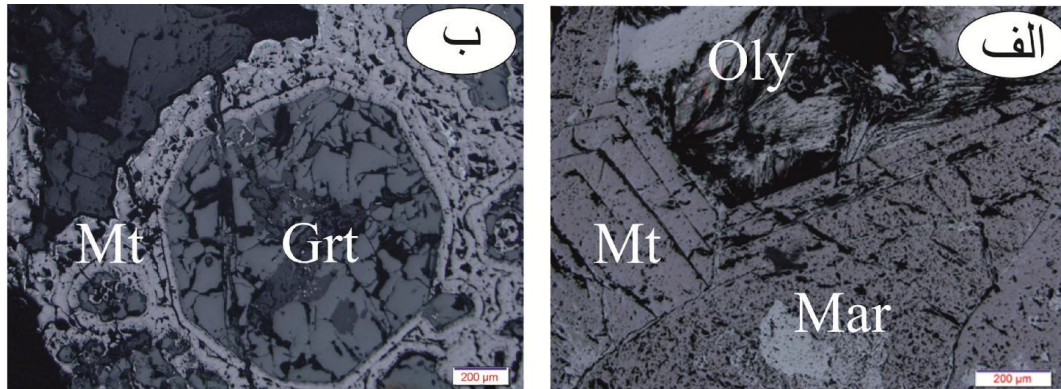
شکل ۸-۵ الف) مگنتیت با بافت دانه پراکنده با بلورهای نیمه شکل‌دار (داخل شش ضلعی سفید) و بلورهای بی شکل ، ب) بلور مگنتیت (Mt) که در حاشیه بلور و شکستگی‌ها مارتیتی (Mar) شده است.

1 - Nesse

2 - Craig and Vaughan



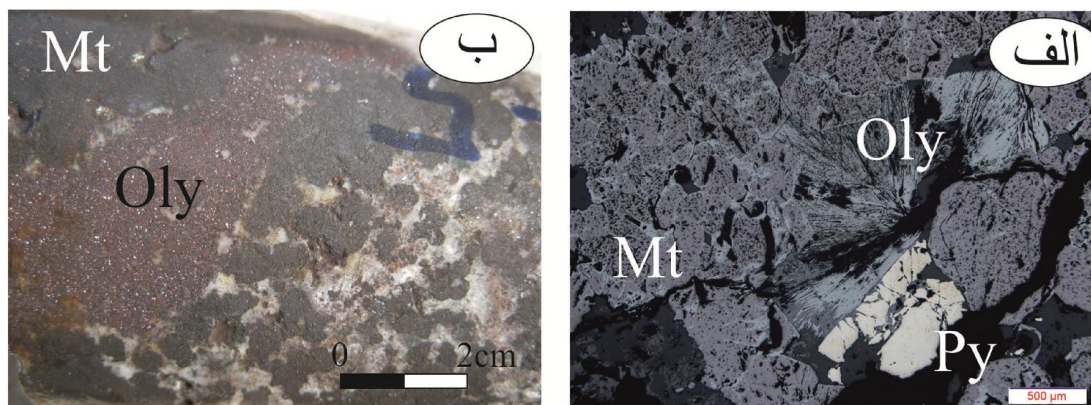
تعدادی از بلورهای مگنتیت، بافت منطقه‌بندی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده رشد بلور همراه با تغییرات سیال است (شکل ۹-۵ الف). نواری‌های مگنتیت بر به دور کانی گارنت و بر روی همدیگر نهشته شده و بافت گل‌کلمی را تشکیل داده‌اند (شکل ۹-۵ ب).



شکل ۹-۵ الف - منطقه‌بندی در بلور مگنتیت که در اثر تغییرات سیال حاصل شده است. در این نمونه مگنتیت با ورود سیالات اکسیدان‌تر مارتیتی (Mar) شده است و در فضاهای خالی اولیژیست (Oly) تشکیل شده است، ب- مگنتیت با بافت کلوفرمی در حاشیه کانی گارنت (Gr) تشکیل شده است.

### ۵-۳-۲- هماتیت

هماتیت در پیکره‌های A1 و A3 در نزدیکی سطح زمین و یا در نقاطی که مگنتیت هوازده شده، همچنین در سطوح شکستگی دانه‌های مگنتیت، بیشتر یافت می‌شود. اما در این پیکره‌ها و بویژه پیکره A2 شاهد کانه‌زایی هماتیت در قالب کانی اولیژیست و تشکیل به صورت اولیه از سیال هستیم (شکل ۱۰-۵ الف). وجود رگه‌های اولیژیستی و تشکیل آن در حفرات و شکستگی‌هایی که بر بافت مگنتیتی اعمال شده، نشان‌دهنده تشکیل مستقیم و اولیه آهن سه ظرفیتی با ساختار اولیژیست بعد از کانه‌زایی مگنتیت است (شکل ۱۰-۵ ب). همان‌طور که می‌دانیم، هماتیت می‌تواند بصورت اولیه تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن از مذاب اکسیدهای آهن تشکیل گردد. با توجه به وجود فراوان کانه‌زایی اولیژیستی در کانسار ورتاوه می‌توان نتیجه گرفت که تشکیل کانه‌های آهن سه ظرفیتی در این کانسار در مراحل مختلف و به صورت اولیه (از سیال آهن‌دار) و ثانویه (از هوازدگی مگنتیت) شکل گرفته است. اولیژیست به صورت کاملاً براق با جلای فلزی مشخص و فلسی و ورقه‌ای در نمونه



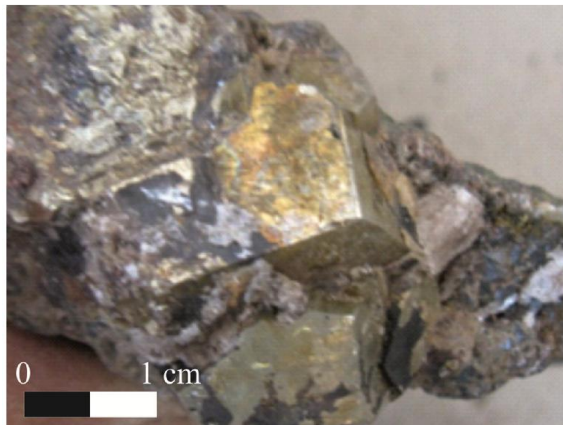
شکل ۵-۱۰) الف- کانه‌زایی سیال اکسیدان‌تر به شکل کانی اولیژیست (Oly) در شکستگی‌ها و بعد از کانه‌زایی مگنتیت (در مقیاس میکروسکوپی)، ب- ورود سیال اکسیدان‌تر و ایجاد رگه‌های هماتیت- اولیژیستی و کربناتی (در نمونه‌ای از مغزه حفاری از پیکره A2)

دستی و به صورت براق در زیر میکروسکوپ دیده می‌شود. علی‌رغم ترکیب شیمیایی مشابه کانی‌های اولیژیست و هماتیت؛ اولیژیست یک نوع خاصی یا پلی‌مورف هماتیت است که به آن میکای هماتیتی یا هماتیت میکایی می‌گویند. بر اساس هاینس و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۹۵) برای تشکیل هماتیت در قسمت‌های فوقانی کانسار حضور اکسیژن ضروری است به عبارت دیگر، باید فوگاسیته اکسیژن افزایش پیدا کند. برای این امر یک منبع خارجی لازم است تا این میزان زیاد اکسیژن را فراهم کند و محتمل‌ترین منبع اکسیژن، آب‌های جوی است که در اثر چرخش در قسمت بالایی کانسار باعث اکسیده شدن قسمت فوقانی کانسار، و تشکیل هماتیت می‌شوند. در تمام کانسار به خصوص در منطقه A2، کانه‌زایی اولیژیست رخ داده است. بلورهای اولیژیست با جلای فلزی درخشان و بافت پولکی در صحرا به خوبی قابل تشخیص هستند. کانه اولیژیست مخصوصاً به صورت رگچه‌ای می‌تواند نشان‌دهنده فاز پایانی هیدروترمال باشد. بنابر مطالعات نسه (۲۰۰۰) هماتیت ممکن است به کانی‌های هیدروکسید آهن دگرسان شود. هماتیت در محیط هوازدگی، پایدار بوده و معمولاً توسط هوازدگی به وجود می‌آید.

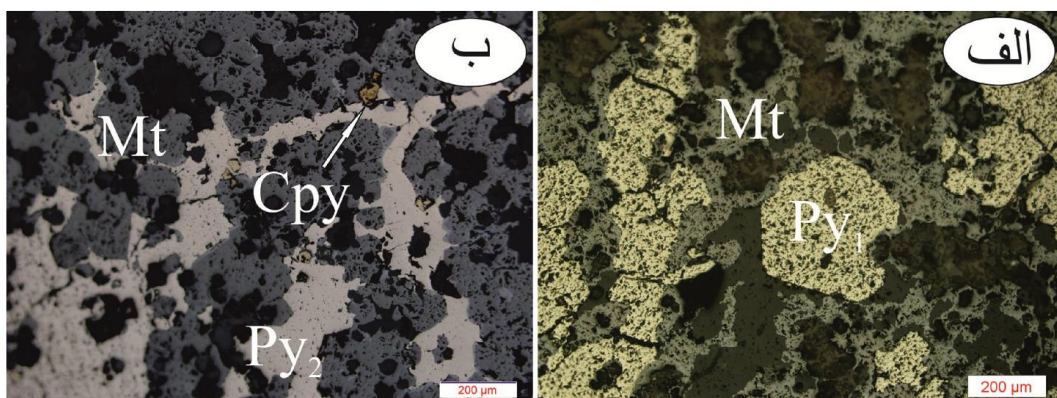
1 - Haynes et al

### ۵-۳-۳- پیریت

فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسار ورتاوه، کانی پیریت است. پیریت نسل اول به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در همراهی با کانی مگنتیت است. پیریت‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بیشتر در حفرات تشکیل شده‌اند. اندازه این پیریت‌ها گاهی به بیش از یک سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۵-۱۱). پیریت نسل اول همزمان با مگنتیت و حتی کمی قبل از مگنتیت تشکیل شده است که احاطه شدن پیریت توسط مگنتیت و حاشیه بلوری خورده شده در پیریت نسل اول دلیلی بر این امر است (شکل ۵-۱۲ الف). پیریت نسل دوم، طی فاز تأخیری سولفیدی تشکیل شده و بیشتر به صورت شکل‌دار در رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-۱۲ ب).



شکل ۵-۱۱) پیریت‌های شکل‌دار در نمونه دستی که دارای شکل هندسی کامل هستند.

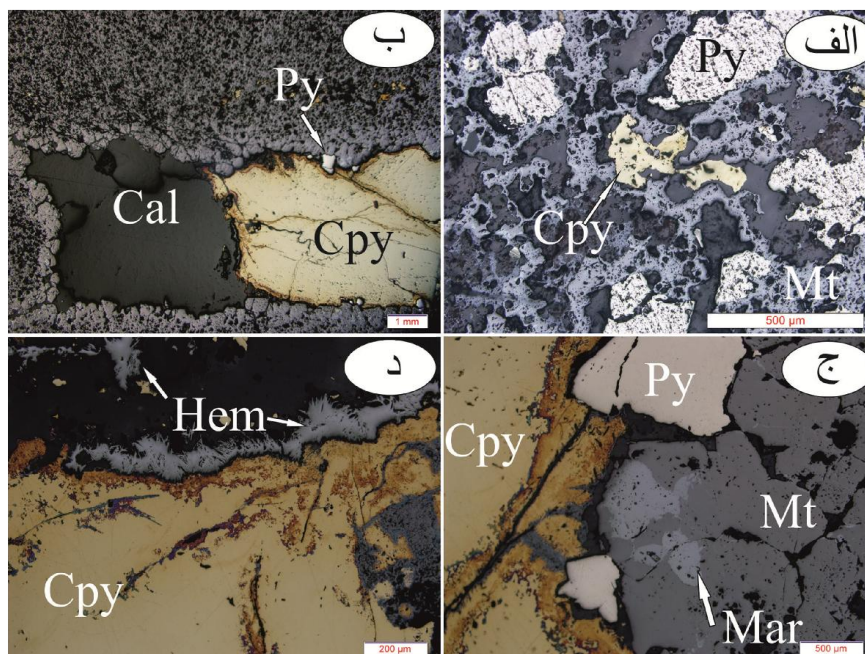


شکل ۵-۱۲) الف- پیریت نسل اول ( $Py_1$ ) که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و همزمان یا کمی قبل از مگنتیت تشکیل شده است (نور انعکاسی)، ب- پیریت نسل دوم ( $Py_2$ ) به صورت بی شکل و پرکننده رگه‌ها و فضاهای خالی (نور انعکاسی)



### ۵-۳-۴ - کالکوپیریت

کالکوپیریت، نسبت به پیریت از فراوانی کمتری در کانسار ورتاوه برخوردار می‌باشد. رنگ زرد گوگردی، آن را از سایر کانی‌ها متمایز نموده است (شکل ۵-۱۳ الف). بر اساس رامدور<sup>۱</sup> (۱۹۸۰)، کالکوپیریت ممکن است در همه مراحل تشکیل شود. در کانسار ورتاوه تشخیص این مطلب که کالکوپیریت در کدام یک از مراحل تشکیل شده مشکل است، اما با توجه به مطالعات دو دسته کالکوپیریت در نمونه‌ها دیده شد. کالکوپیریت نسل اول بی‌شکل در هم‌رشدی با مگنتیت است (شکل ۵-۱۳ الف)، کالکوپیریت‌های نسل دوم در رگه‌ها و حفرات و با بافت فضا پرکن و در اندازه‌های درشت بلور تشکیل شده است (شکل ۵-۱۳ ب، ج)، کالکوپیریت بر اثر دگرسانی به کانی‌های کربناته مس (مالاکیت و آزوریت) تبدیل شده و در نمونه‌های دستی از زون اسکارن، به فراوانی حضور دارد. از مطالعه مقاطع مشخص می‌شود که پس از تشکیل کانی کالکوپیریت، سیال اکسیدان شده و این امر سبب همراهی کالکوپیریت با کانی‌های هماتیت سوزنی و کلسیت در رگه‌ها شده است (شکل ۵-۱۳ د).



شکل ۵-۱۳ الف - کالکوپیریت (Cpy) نسل اول که توسط مگنتیت (Mt) احاطه شده است، ب - کالکوپیریت تشکیل شده در رگه (نسل دوم) به همراه پیریت (Py) نسل دوم و کانی کلسیت (Cal)، ج - کالکوپیریت و پیریت نسل دوم به همراه مگنتیت مارتیتی شده (Mar)، د - کالکوپیریت به همراه کانی‌های هماتیت (Hem) سوزنی و رشته‌ای

1 - Ramdohr

### ۵-۳-۵ - سایر کانه‌ها

**مالاکیت:** این کانی به رنگ سبز روشن تا تیره، به مقدار بسیار کمی همراه با کانه‌زائی آهن دیده می‌شود (شکل ۵-۱۴). این کانی بیشتر در اثر دگرسانی به صورت نوارهای ظریف و لکه‌های سطحی بر روی ماده معدنی و سنگ میزبان تشکیل شده است.



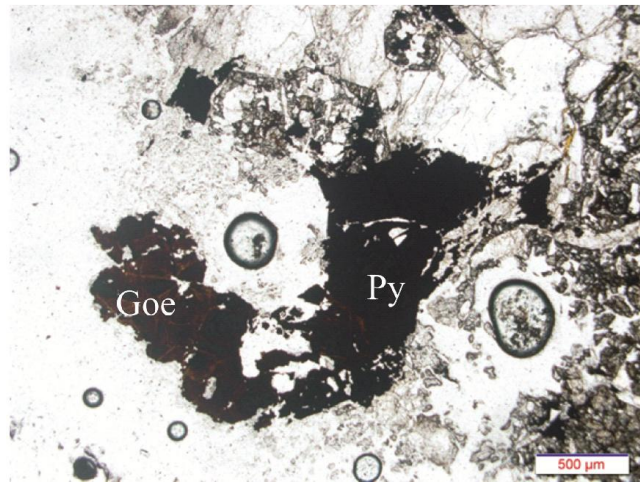
شکل ۵-۱۴) مالاکیت بر روی کانسنگ آهن

**لیمونیت:** اکسید آهن آبدار به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای می‌باشد که در قسمت‌های اکسیدان و بخش‌های سطحی معدن بیشتر دیده می‌شود (شکل ۵-۱۵).

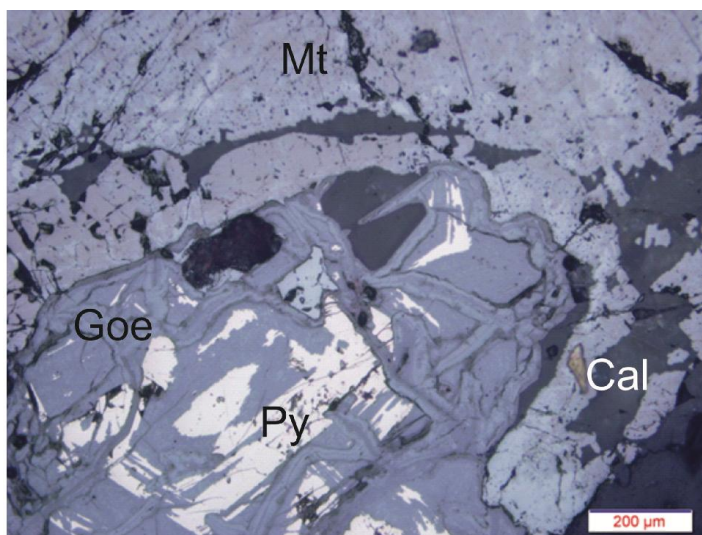


شکل ۵-۱۵) نمونه‌ای از سنگ‌های لیمونیتی (نمونه از پیکره A3)

**گوتیت:** بنابر نسه (۲۰۰۰)، گوتیت از کانی‌های هیدروکسیدی آهن، رشته‌ای و موازی با محور c می‌باشد. توسط هوازدگی یا دگرسانی کانی‌های حاوی آهن نیز ایجاد می‌شود. بر اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت‌های سطحی دچار انحلال شده و یون گوگرد آن‌ها از محیط خارج و هیدروکسیدهای آهن بر جای مانده‌اند (شکل ۵-۱۶ و شکل ۵-۱۷).



شکل ۵-۱۶) تبدیل کانی پیریت به گوتیت (Goe) (عکس در وضعیت نور عبوری و حالت نور طبیعی)



شکل ۵-۱۷) تبدیل پیریت به گوتیت در مقیاس میکروسکوپی (نور انعکاسی)



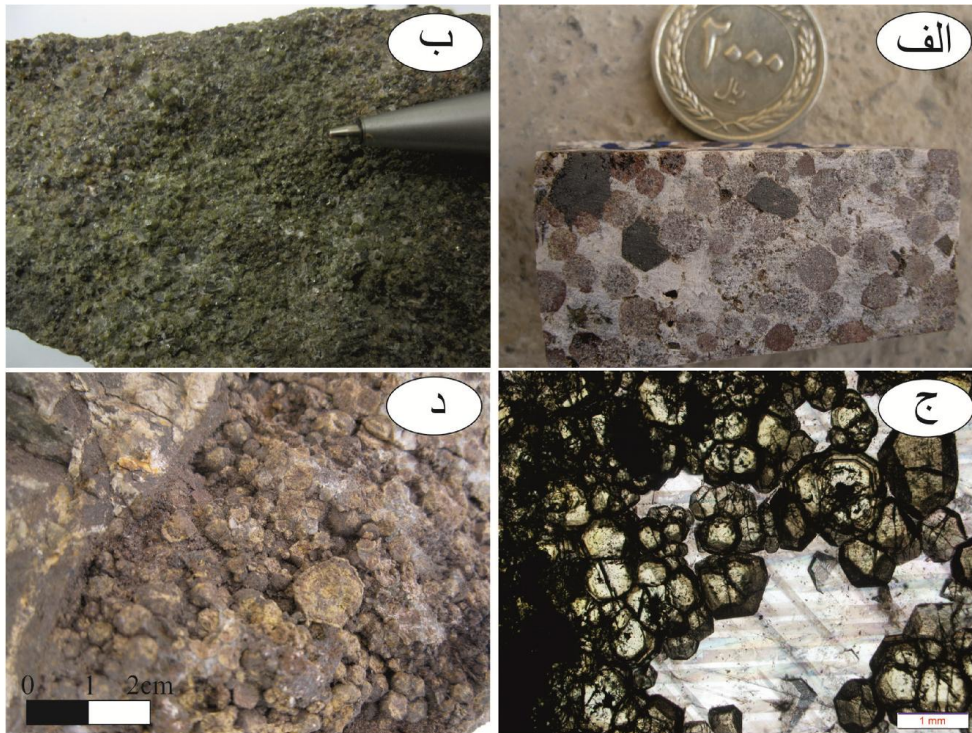
### ۵-۳-۶- گارنت

بر اساس پیکلر<sup>۱</sup> (۱۹۹۷)، گارنت کانی معمول سنگ‌های دگرگونی است و به راحتی زیر میکروسکوپ قابل تشخیص می‌باشد. در کانسار آهن ورتاوه، این کانی گسترش و فراوانی زیادی داشته و تحت شرایط دمایی و ژئوشیمیایی مختلف، با رنگ‌های مختلف از سبز روشن تا قهوه‌ای قابل مشاهده است. گارنت‌های قهوه‌ای تا قرمز تیره در مجاورت توده نفوذی یا مرکز فعالیت گرمایی و گارنت قهوه‌ای روشن در فاصله بیشتر رخ می‌دهد و گارنت‌های سبز کم‌رنگ با بیشترین فاصله و نزدیک به مرمر (سنگ میزبان) تشکیل می‌شود (موراکامی<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵). گارنت‌های قرمز به‌طور معمول دارای محتوای بالاتری از Fe، و نزدیک به اعضای آندریتی هستند. این گارنت‌ها در فاصله کم‌تری از توده نفوذی و دمای بالاتری تشکیل می‌شوند (شکل ۵-۱۸ الف). گارنت‌های سبز رنگ دارای محتوای Ca بالاتر و نزدیک به عضو گروسولار قرار دارند. این دسته از گارنت‌ها با فاصله بیشتری از توده نفوذی و در دمای کمتری تشکیل می‌شوند (شکل ۵-۱۸ ب). بر اساس موراکامی (۲۰۰۵) گاهی گارنت‌ها با رنگ زرد کم‌رنگ مشاهده می‌شوند که حاصل دگرگونی قهقرایی، شبیه به اپیدوت و در نزدیکی توده نفوذی دیده می‌شود (شکل ۵-۱۸ ج). گارنت‌ها گاهی در اثر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تجزیه شده و کلسیت شکستگی‌های آن را پر کرده است. گارنت‌ها در اندازه‌های مختلف از ریزبلور تا بلورهایی با قطر بیش از یک سانتی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۵-۱۸ د). بر اساس اینودی و همکاران (۱۹۸۱)، اندازه بلورهای گارنت احتمالاً بیشتر در ارتباط با سرعت جریان سیال و درجه تعادل بین سیال و سنگ‌های دیواره است. سرعت نسبتاً بالای سیال، باعث فوق اشباع شدن از عناصر Al، Mg، Fe و Ca می‌شود، در حالی که در محیط‌های هیدروترمالی ماگمایی و در محیط‌هایی که فاصله دورتری از همبری توده‌های نفوذی دارند، جابجایی سیال محدودتر است و احتمال فوق اشباع شدن کم‌تر است. در این صورت بلورها به آهستگی رشد کرده و تشکیل بلورهای درشت‌تری را می‌دهند.

1 -Pichler

2 -Murakami

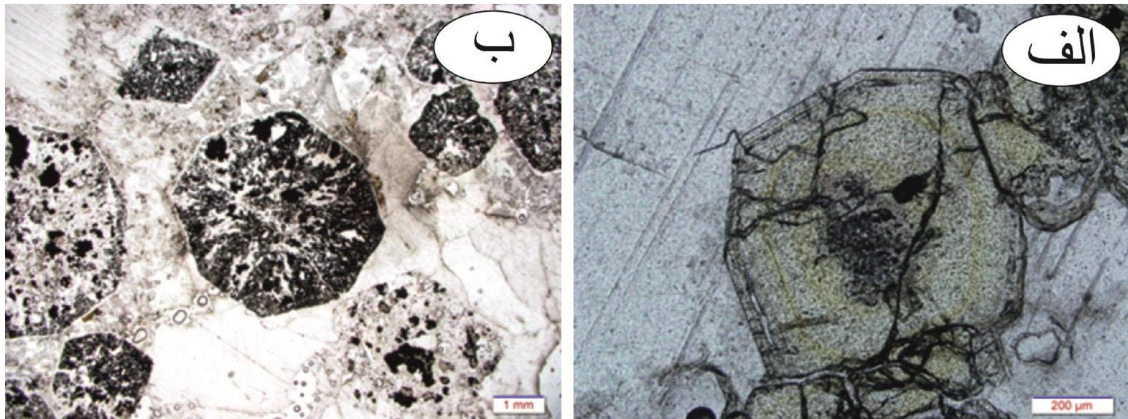
در کانسار ورتاوه گارنت‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و برخی از آن‌ها منطقه‌بندی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۹ الف)، که این منطقه‌بندی احتمالاً به علت حضور بیشتر عناصر آهن و منیزیم در مرکز و کاهش آن در حاشیه بلور و در مقابل افزایش کلسیم است.



شکل ۵-۱۸ الف- گارنت‌های قرمز رنگ، ب- گارنت‌های سبز رنگ که تمام سنگ را در بر گرفته‌اند، ج- گارنت‌های زرد رنگ در اندازه‌های مختلف، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای منطقه‌بندی، د- گارنت‌ها با اندازه‌های مختلف و دگرسان‌شده

یکی از نکات قابل تأمل در کانسار ورتاوه وجود گارنت‌های تیره رنگ و درشت بلور است که از خود خاصیت مغناطیسی نشان می‌دهند. که این خاصیت مغناطیسی با طبیعت گارنت‌ها تفاوت داشته که طی بررسی‌ها صورت گرفته حاصل فراوانی ادخال‌های مگنتیت درون گارنت‌ها است (شکل ۵-۱۹ ب). با توجه به شرایط خاص تشکیل گارنت‌ها از لحاظ دما، ژئوشیمی و موقعیت آن‌ها نسبت به توده نفوذی انتظار مشاهده دو نوع گارنت با ترکیب متفاوت در یک مکان کمی دشوار است اما بر اساس موراکامی (۲۰۰۵) در اثر فرایند دگرگونی قهقرایی ما می‌توانیم شاهد حضور دو نوع گارنت تیره و روشن (قهوه‌ای و زرد) در یک مکان باشیم (شکل ۵-۲۰). در این حالت گارنت‌های سبز در طی فرایند

دگرگونی قهقرایی و در محلی که قبلاً گارنت‌های قهوه‌ای تشکیل شده‌اند تشکیل می‌شوند.



شکل ۵-۱۹ الف- منطقه بندی گارنت در مقیاس میکروسکوپی، ب- گارنت‌های شکل‌دار با ادخال‌های فراوان مگنتیت در نور عبوری



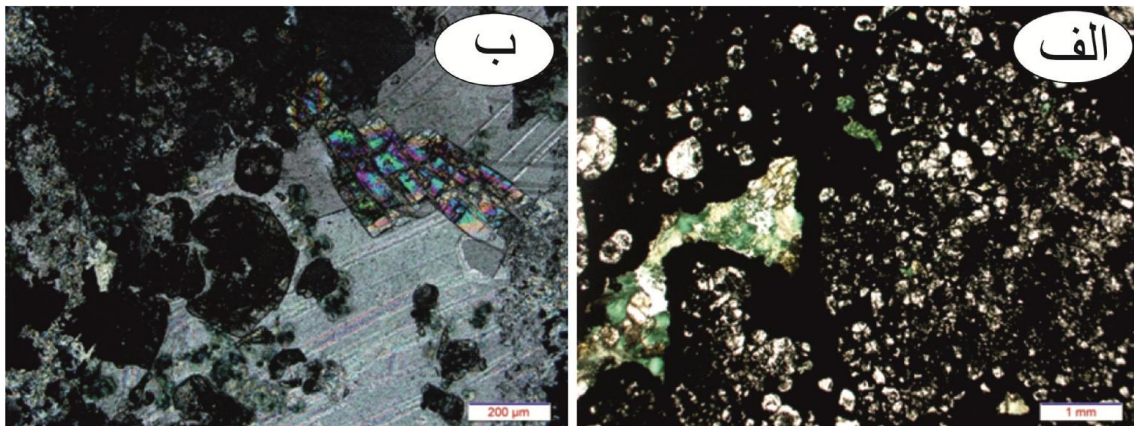
شکل ۵-۲۰ گارنت‌های درشت با دامنه رنگی از قرمز تا سبز روشن

### ۵-۳-۷- اپیدوت

در کانسار آهن ورتاوه، اپیدوت گسترش فراوانی دارد. این کانی همراه با ماده معدنی و کانی‌های توده نفوذی دیده می‌شود. اپیدوت در توده نفوذی در اثر دگرسانی به وجود آمده است ولی در پهنه کانه‌دار همراه با ماده معدنی و یا در رگه‌ها از سیال تشکیل شده است. اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز از جمله کانی‌های پرکننده فضاهای خالی هستند. اپیدوت در برخی مقاطع همراه با کلریت دیده می‌شود (شکل ۵-۲۱ الف). برخی اپیدوت‌ها به خوبی رشد کرده و بلورهای کشیده‌ای را نشان می‌دهند، این



اپیدوت‌ها همراه با گارنت در رگه‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۵-۲۱ ب).



شکل ۵-۲۱ الف- اپیدوت و کلریت در رگه کلسیتی در پهنه کانه‌دار، ب- اپیدوت با بلورهای کشیده همراه با گارنت در زمینه کلسیت (نور پلاریزه)

بر اساس پیکلر (۱۹۹۷)، اپیدوت به صورت گسترده در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی گسترش دارد. اپیدوت، معمولاً در رگه‌های و همراه کانی‌های فضاپرکن در سنگ میزبان و گاه‌ها در ماده معدنی دیده می‌شود. اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و کلسیت بر اثر محلول‌های هیدروترمالی ایجاد می‌شوند. بنابر شیمازاکی<sup>۱</sup> (۱۹۸۰)، وجود اپیدوت، نشان‌دهنده تأثیر محلول‌های آهن‌دار است. دامنه پایداری اپیدوت، در حرارت‌های پائین، با افزایش فوگاسیته اکسیژن، روند افزایشی می‌یابد. در فوگاسیته پائین اکسیژن، اپیدوت در حضور کوارتز پایدار می‌شود. فراوانی اپیدوت (احتمالاً از نوع پیستاسیت)، نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن است و تشکیل هماتیت در مرحله بعد از کانی‌سازی نیز این مسئله را تأیید می‌کند. همه این شواهد، یک محیط اکسیدکننده را بیان می‌کنند.

بر اساس شیمازاکی (۱۹۸۰)، کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند، همراه با گرانیتوئیدهای مگنتیتی می‌باشند، در حالی که آنهایی که فقیر از اپیدوت می‌باشند، همراه با گرانیتوئیدهای ایلمنیتی هستند. وجود مجموعه گرانیتوئیدی از نوع I در منطقه، با این امر سازگار است.

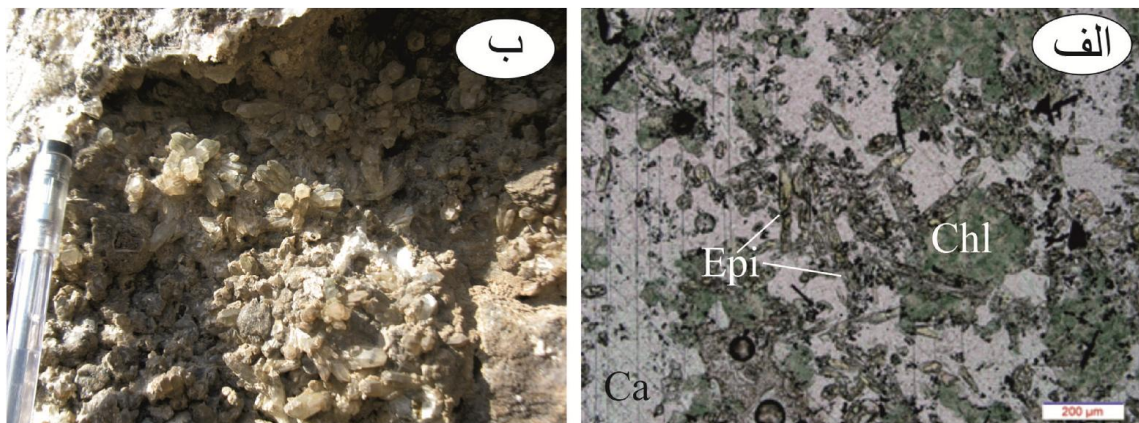
1 - Shimazaki

### ۵-۳-۸- کلریت

کلریت یکی از کانی‌های فرعی در پهنه اسکارنی است. که در اثر دگرسانی و فرآیندهای متاسوماتیسم تشکیل شده است. کلریتی شدن سبب سبز شدن سیمای سنگ در صحرا و در زیر میکروسکوپ شده است. در کانسار ورتاوه تشکیل در بسیاری از مقاطع کلریت و اپیدوت با یکدیگر دیده می‌شوند (شکل ۲۲-۵ الف).

### ۵-۳-۹- کوارتز

کوارتز یکی از کانی‌های باطله در کانسار ورتاوه است. این کانی به صورت ریز بلور در بین کانی‌ها و به صورت کانی‌های شکاف پرکن در رگه‌ها حضور دارد (شکل ۲۲-۵ ب).



شکل ۲۲-۵ الف- کلریت با رنگ سبز همراه با قطعات گارنت، ب- بلورهای فضاپرکن کوارتز

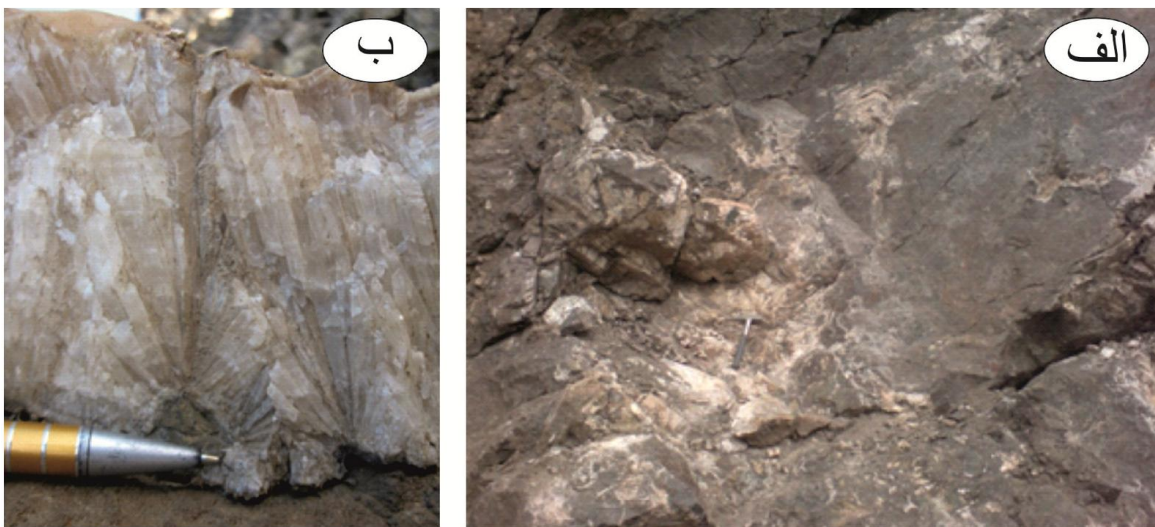
### ۵-۳-۱۰- آراگونیت و کلسیت

کلسیت‌ها به صورت رگه‌های ریز تا عدسی‌های بزرگ، در کانسار ورتاوه قابل مشاهده است (شکل ۲۳-۵ الف). کلسیت‌های موجود در حفرات معمولاً دارای شکل بلوری کامل می‌باشند. در اثر فرآیندهای متاسوماتیسم بخشی از  $Ca$  و  $CO_2$  تامین و وارد سیال شده و با مساعد شدن شرایط به صورت رگه -رگچه‌ای و فضاپرکن کانی‌های کلسیت و آراگونیت تشکیل شده است، عدسی‌های کلسیتی گاهی به بیش از ۱ متر می‌رسد که تماماً توسط کلسیت‌های درشت بلور با رخ کامل



## فصل پنجم - ساخت و بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنزی کانی‌ها

رمبوئدری پر شده است. کلسیت در دامنه گسترده‌ای از دی‌اکسیدکربن پایدار است و فقدان کلسیت، ممکن است فشار  $CO_2$  پائین را نشان دهد. در برخی از شکستگی‌ها، کلسیت و کوارتز به صورت رگچه در کنار هم حضور دارند. همراهی کلسیت و کوارتز در رگه‌های کوارتز-کربنات، مربوط به یک فاز تأخیری است. آراگونیت با بافت شعاعی دیگر کربنات موجود در کانسار است (شکل ۵-۲۳ ب). کانی کلسیت به عنوان زمینه کانی‌های دیگر را در بر می‌گیرد در مقاطع کلسیت‌ها با رخ واضح به راحتی قابل مشاهده‌اند.



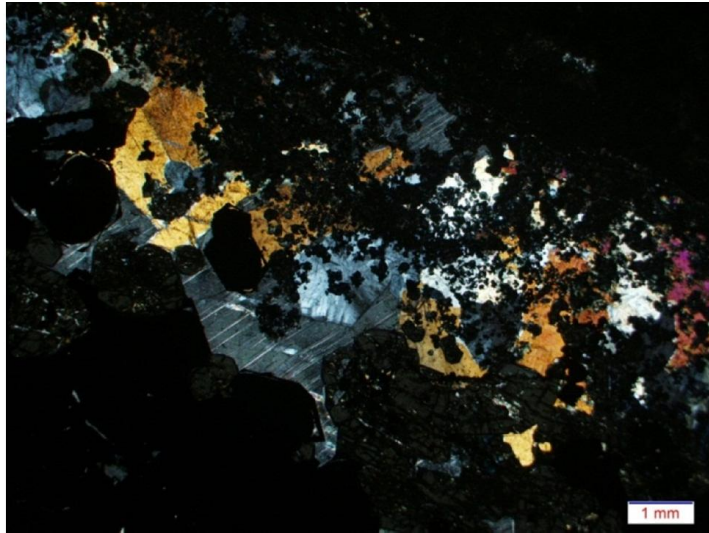
شکل ۵-۲۳ الف- عدسی کلسیتی در توده معدنی، ب- آراگونیت با بلورهای شعاعی

### ۵-۳-۱۱- ژپس

ژپس از کانی‌ها ثانویه بوده که رنگ سفید روشن داشته، در امتداد درزه و شکستگی‌ها با ضخامت و گسترش کم و به صورت پفکی و پودری و با فراوانی کم، مشاهده می‌شود.

### ۵-۳-۱۲- پیروکسن

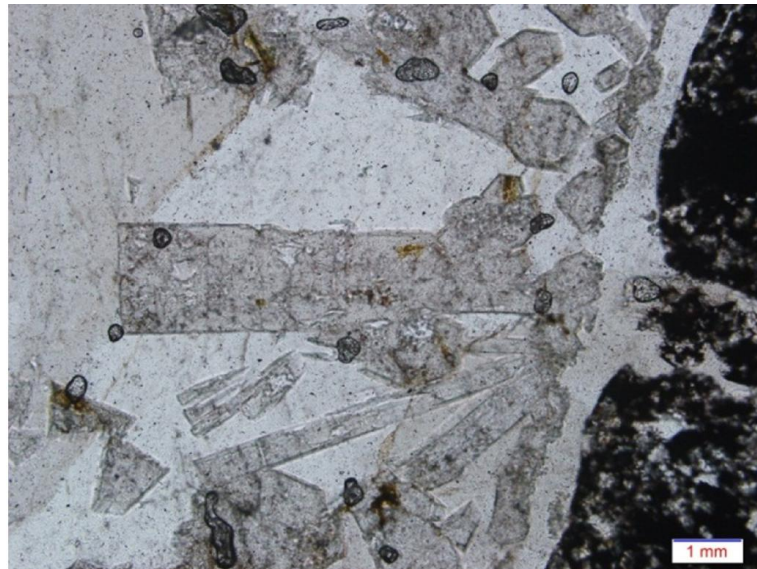
پیروکسن یکی از کانی‌های پهنه اسکارنی است. این کانی در مرحله اسکارن پیش‌رونده تشکیل می‌شود و می‌تواند با کانی‌هایی مثل اکتینولیت و گارنت دیده شود. پیروکسن‌های مشاهده شده در کانسار ورتاوه همراه با گارنت هستند (شکل ۵-۲۴) و گسترش زیاد در پهنه کانه‌دار ندارند.



شکل ۲۴-۵) کانی پیروکسن (Px) همراه با گارنت‌های ریز بلور و ایزوتروپ (نور پلاریزه)

### ۵-۳-۱۳-آپاتیت

آپاتیت از کانی‌هایی است که در کانسار ورتاوه فراوانی پایین دارد (شکل ۲۵-۵). طی مطالعات میکروسکوپی کانی آپاتیت تشخیص داده شد که آنالیزهای ریز سنج الکترونی (EPMA) نیز این تشخیص را تأیید می‌کند.



شکل ۲۵-۵) بلورهای کشیده آپاتیت در مقیاس میکروسکوپی

## ۵-۴- توالی پاراژنزی کانی‌ها

به مجموعه‌ای از کانه‌ها و باطله‌های همراه، که با یکدیگر و در حال تعادل نسبت به همدیگر تشکیل می‌شوند، پاراژنزی می‌گویند. ترتیب زمانی و مکانی در تشکیل کانه‌ها را توالی پاراژنزی می‌نامند.

با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، کانی‌شناسی به روش XRD و در مواردی آنالیز ریز سنج الکترونی، سیر تحول کانی‌ها یا به عبارت دیگر، توالی پاراژنتیک کانی‌ها با در نظر داشتن الگوی تشکیل کانسار شامل مراحل زیر می‌باشد:

### ۵-۴-۱- مرحله دگرگونی

ضمن جایگیری توده نفوذی در سنگ میزبان، تبلور مجدد در کانی‌ها رخ داده است. در این مرحله سیالات ماگمایی حاصل تفریق توده نفوذی به درون سنگ درونگیر راه نیافته و دگرگونی‌های رخ داده در این مرحله از نوع شیمی ثابت (ایزوکمیکال) بوده است. در این مرحله در اثر تشکیل اسکارن واکنشی، سنگ‌ها حساس‌تر و شکننده‌تر شده و کانی‌های شرایط خشک مانند گارنت تشکیل شده است.

### ۵-۴-۲- مرحله متاسوماتیسم

در مرحله متاسوماتیسم که طی آن ترکیب سنگ درونگیر تغییر کرده و منجر به کانه‌زایی می‌شود خود به دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و دگرگونی پس‌رونده تقسیم می‌شود.

**الف- مرحله متاسوماتیسم پیش‌رونده:** نشر<sup>۱</sup> سیالات گرمایی - ماگمایی از داخل سنگ‌های مجاور توده نفوذی، منجر به تشکیل اسکارن و سنگ‌های کالک سیلیکات می‌شود. این یک روند دگرگونی و جانشینی پیش‌رونده است که در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد، در طول تکامل یافتن سیالات کانه‌دار، همزمان با سرد شدن توده نفوذی، کانه‌های فاقد آب به‌صورت ابتدایی

---

1 - Diffusion

رسوب داده می‌شوند. رسوب کانی فازی اکسیدی (مگنتیت) و فاز سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) در انتهای این مرحله آغاز می‌گردد اما حجم این کانه‌زایی کم بوده است.

**ب- مرحله متاسوماتیسم پس‌رونده:** این مرحله، یک مرحله پس‌رونده همراه با سرد شدن توده نفوذی است که شامل دگرسانی آبدار کانی‌های اسکارن قدیمی‌تر و قسمتی از توده نفوذی توسط جریان‌های چرخشی از آب جوی می‌باشد. کلسیم تمایل به شسته شدن داشته و سیالات فرّار هم‌زمان با گسترش کانی‌هایی مثل اپیدوت کم آهن، کلریت، اکتینولیت و غیره برای اولین بار حضور می‌یابند. کاهش درجه حرارت منجر به رسوب‌گذاری اکسیدها و سولفیدها می‌گردد. کانه‌زایی حتی گاهی تا مرز اسکارن، در سنگ توفی میزبان هم پیش‌روی می‌کند.

### ۵-۴-۳ - هوازگی

در مرحلهٔ پس‌رونده که در اثر عملکرد سیالات، کانی‌های آبدار تشکیل می‌شوند. بخشی از کانی‌های سولفیدی در آخر تکوین تودهٔ اسکارنی شکل گرفته‌اند. وجود میزان بالای فاز سولفیدی و تفاوت بافت، اندازه و روابط کانیایی گویایی چند مرحله کانه‌زایی سولفیدی است. بخش اصلی کانه‌زایی در این مرحله اتفاق افتاده است.

در مرحله پایانی در اثر فرآیند هوازگی کانی‌های اولیه دگرسان شده و کانی‌های جدیدی تشکیل می‌شوند به نحوی که در اثر فرایند اکسیداسیون کانی‌های مگنتیت و پیریت به کانی‌های هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت، مارتیت، تبدیل شده‌اند.

بر اساس مطالعات بافتی و کانی‌شناسی، کانه‌زایی و توالی پاراژنزی کانسار آهن ورتاوه، طی مراحل زیر شکل گرفته است: (۱) نهشته شدن بخش‌های آهن‌دار به صورت بافت برشی در اطراف توده‌نفوذی در اثر رفتن فشار هیدرواستاتیکی و شروع تشکیل کانی‌های آبدار (در ابتدای مرحله متاسوماتیسم)، (۲) ادامه تشکیل مگنتیت که همراه با درشت‌تر شدن مگنتیت بوده است و تشکیل کانی‌های آبدار (۳)

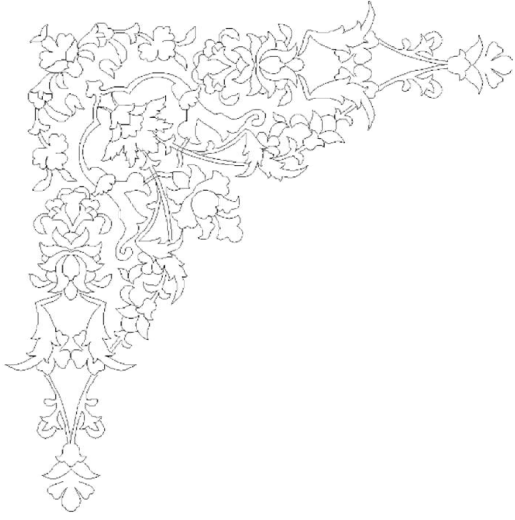
## فصل پنجم - ساخت و بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنزی کانی‌ها

سیال اکسیدان‌تر باعث تشکیل اولیژیست و مارتیتی شدن مگنتیت‌ها شده است (دگرگونی قهقرایی) (۴) سیال پایانی که همراه با سرد شدن سیال ماگمایی و هجوم سیالات جوی و اختلاط دو سیال بوده است عمدتاً به کانه‌زایی کوارتز و کلسیت و تشکیل کانی‌های ثانویه از جمله مالاکیت، لیمونیت، گوتیت منجر شده است. در جدول (۵-۱) جدول توالی پاراژنزی، ساخت و بافت در کانسار ورتاوه خلاصه فرایندهای کانی‌زایی و بافت‌های موجود در کانسار بیان شده است.

جدول (۵-۱) جدول توالی پاراژنزی، ساخت و بافت در کانسار ورتاوه

Mineral	Metamorphism (isochemical)	Metasomatism (allochemical)		Weathering
		Prograde skarn	Retrograde skarn	
Magnetite				
Hematite				
Pyrite				
Chalcopyrite				
Garnet (Sp, Ad, Am, Gr)				
Chlorite				
Wollastonite				
Pyroxene				
Epidote				
Quartz				
Calcite				
Barite				
Mn-Oxide				
Goethite				
Limonite				
Malachite/ Azurite				
Textures and Structures	Disseminated			
	Brecciated			
	Open space filling			
	Massive			
	Vein-veinlet			





# فصل ششم

## ژئوشیمی



## ۶-۱- مقدمه

ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین و در ابعاد زمان و مکان سروکار دارد. بنابراین نظر گلدشمیت<sup>۱</sup> (۱۹۵۴)، وظایف اصلی ژئوشیمی را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱. تعیین فراوانی نسبی و مطلق عناصر و گونه‌های اتمی (ایزوتوپ‌ها) در زمین
۲. مطالعه توزیع و مهاجرت عناصر در بخش‌های گوناگون کره زمین (اتمسفر، هیدروسفر، پوسته و ...)، کانی‌ها و سنگ‌ها با هدف کشف قوانین و اصول حاکم بر توزیع و مهاجرت آن‌ها و بررسی رفتار عناصر در محیط‌های گوناگون.

اثر این مهاجرت که به محیط ژئوشیمیایی، از جمله عوامل Eh، pH، فوگاسیته اکسیژن و یا ترکیب آن‌ها بستگی دارد، در بازسازی شرایط فیزیکوشیمیایی سنگ، کمک شایانی می‌نماید. ترکیب عناصر اصلی و فرعی ماگما توسط نوع فرآیند ذوب و نرخ ذوب بخشی کنترل می‌شود. با توجه به اینکه ترکیب ماگما در حرکت به سطح زمین و جایگیری در بین طبقات سطحی توسط عواملی همچون تبلور بخشی، اختلاط ماگمایی، آلیش و هضم و یا مخلوطی از همه‌ی این فرآیندها به شدت تغییر می‌کند. از آنجا که مطالعات و شواهد پتروگرافی به تنهایی پاسخگوی همه فرآیندهای مؤثر در تحول ماگما نیست، در نتیجه برای شناخت تأثیرات شیمیایی این فرآیندها و اثر آن‌ها در تغییر و تحول ماگما و شناخت ویژگی‌های ماگمای مولد آن، لازم است تا مطالعات ژئوشیمیایی بر روی سنگ انجام گیرد. با توجه به کمکی که فراوانی عناصر و علم ژئوشیمی در بازسازی شرایط حاکم بر تشکیل سنگ دارند و رویدادهای پس از تشکیل را تشریح می‌دهند برای مطالعه کانسارهای اقدام به بررسی داده‌های ژئوشیمیایی از سنگ‌های منطقه و ماده معدنی صورت می‌گیرد.

---

1 - Goldschmidt



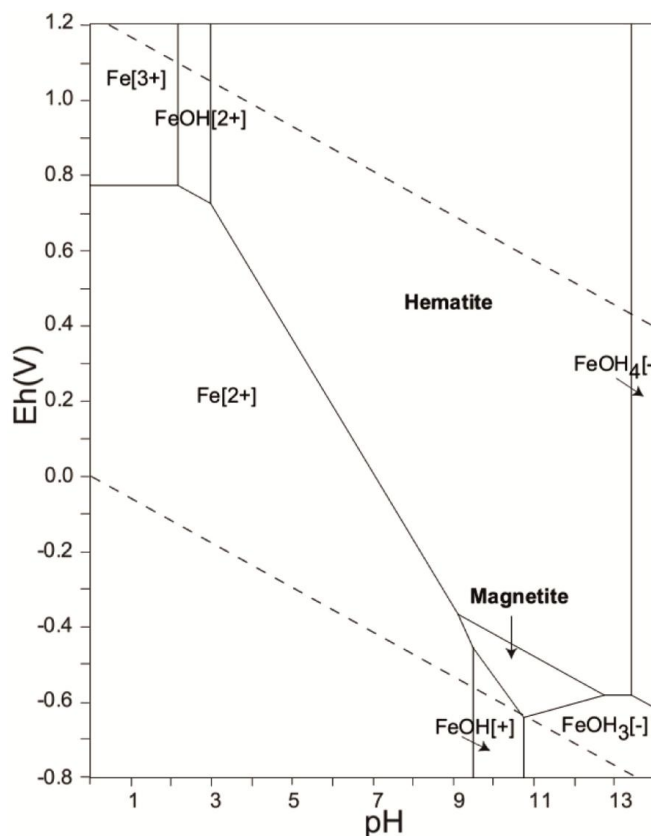
## ۲-۶ - ژئوشیمی آهن

آهن، عنصر فلزی با نماد Fe، عدد اتمی ۲۶ و چگالی  $7.87 \text{ g/cm}^3$  است، آهن در گروه ۸ و دوره ۴ عناصر است، بنابراین به عنوان فلز واسطه قلمداد می‌شود. آهن و آلیاژهای آن از رایج‌ترین فلزات و مواد فرومغناطیسی در کاربردهای روزمره هستند. آهن دارای سطوح صاف و نقره‌ای براق مایل به رنگ خاکستری است اما وقتی در هوا با اکسیژن ترکیب می‌شود به رنگ قرمز یا قهوه‌ای درمی‌آید. آهن از جمله عناصر سیدروفیل است که گاه خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد و از لحاظ فراوانی چهارمین عنصر فراوان در پوسته زمین است که حدود ۵٪ پوسته زمین را می‌سازد و دهمین عنصر فراوان در جهان است. آهن از فلزهایی است که کانسارهای آن منحصر به دوره خاصی از پیدایش و شکل‌گیری پوسته زمین نبوده و تقریباً در همه دوره‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند.

آهن، عنصری است که در طول روند تفریق ماگمایی به صورت کانه‌های گوناگون متبلور می‌شود، در طبیعت معمولاً بصورت دو حالت اکسیداسیون  $+2$  و  $+3$  یافت می‌شود. براساس بارنز<sup>۱</sup> (۲۰۰۵) ژئوشیمی آهن اغلب با شرایطی تعیین می‌گردد که تحت آن با تغییر در شرایط Eh-pH محیط، از یک ظرفیت به ظرفیت دیگر یا از شکل کمپلکس به یون‌های معدنی یا آلی تبدیل می‌شود (شکل ۶-۱).

این عنصر، در سیالات بصورت کمپلکس‌های کلریدی حمل می‌گردد. اکسیدها، سولفیدها، کربنات‌ها و سیلیکات‌های آهن، همگی به عنوان کانه‌های آهن نقش مهمی ایفا می‌نمایند. آهن فرو که با MgO و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  انحلال جامد دارد، معمولاً در شبکه سیلیکات‌ها جانشین  $\text{Al}_2\text{O}_3$  می‌شود یا کانی‌های اکسیدی مجزائی مانند مگنتیت را تشکیل می‌دهد (سیگل<sup>۲</sup>، ۱۹۷۹). بیش از ۳۰۰ کانی و کانه آهن‌دار در طبیعت یافت می‌شوند که از مهمترین آنها می‌توان به مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، سیدریت، شاموزیت و تورنژیت اشاره کرد. مقدار کمی از آهن موجود در پوسته، در کانسارهای آهن گرد آمده و تجمع یافته است و در واقع، مقدار زیادی از آن در کانی‌های سازنده سنگ‌ها، به ویژه سنگ‌های آذرین

1 - Barns  
2 - Siegel



شکل ۶-۱) نمودار Eh-pH برای عنصر آهن (بارنز، ۲۰۰۵)

یافت می‌شود. آهن به همراه کبالت و نیکل از عناصر گروه واسطه‌اند. در سیستم های اسکارنی، برخلاف تعادل در سیالات اولیه در پلوتون با نرخ سردشدگی کند، دچار عدم تعادل هستند، چرا که در این شرایط، سیالات داغ موجود در پلوتون در تماس با سنگ دربرگیرنده سرد و با ترکیب شیمیائی معمولاً متفاوتی قرار می‌گیرند. مهمترین نکته در طی سرد شدن سیال، نهشته شدن آهن و تشکیل یون هیدروژن است. این نهشته شدن معمولاً با شسته شدن آلكالی‌ها و دیگر کاتیون‌ها همراه است که به ترکیب سنگ میزبان نیز بستگی دارد. اگر سنگ دربرگیرنده کربنات باشد، آنگاه  $\text{CO}_2$  آزاد شده، فاز بخار را رقیق کرده و باعث نهشته شدن بیش تر آهن به صورت کانی‌هایی چون مگنتیت می‌شود (لنتز<sup>۱</sup>، ۲۰۰۰). کلسیم به نوبه خود یک مؤلفه عمده در محلول است، اما تمایل دارد که در کانی های دمای بالا مانند گارنت تمرکز یابد. بسته به میزان  $\text{CO}_2$  و گوگرد موجود در سیال، فازهای آهن نهشته شده

1 - Lentz

ممکن است اکسید، سولفید، کربنات و یا سیلیکات باشد. کانی‌شناسی متفاوت مجموعه آهن‌دار در اسکارنها ارتباط تنگاتنگی با سنگ میزبان و واکنش متقابل محلول و سنگ میزبان دارد (ویتنی و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵).

### ۳-۶ - برداشت و آنالیز نمونه‌ها

در راستای مطالعات ژئوشیمیایی بر روی کانسار ورتاوه، تعداد ۱۰ نمونه به روش XRF که ۵ نمونه از توده نفوذی و ۳ نمونه از ماده معدنی و ۲ نمونه از سنگ میزبان بوده است (جدول ۱-۶)، به مرکز فرآوری مواد معدنی ایران جهت انجام آنالیز ارسال گردید.

جدول ۱-۶) نتایج آنالیز XRF، برای نمونه‌های توده نفوذی (واحد اندازه‌گیری به درصد).

Sample NO.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	L.O.I
V-214	55.8	17.4	6.46	4.15	4.49	2.53	6.26	0	0.66	0.34	0	1.98
V-215	53.3	16	6.96	4.8	4.84	0.63	8.22	0.25	0.95	0.3	0	3.73
V-216	57.4	17.1	6.31	2.68	4.95	2.44	6.42	0.15	0.78	0.29	0	1.54
V-218	49.7	17	7.75	5	4.43	1.79	6.41	0	0.75	0.3	2.9	4.02
V-219	58	17.4	5.96	2.55	5.21	1.29	6.19	0.16	1.03	0.36	0	1.81

برای مطالعات دقیق‌تر و بررسی تغییرات عناصر به خصوص عناصر نادر خاکی، تعداد ۲۰ نمونه به روش ICP-MS به شرکت Acme کانادا ارسال شد که ۵ نمونه از توده نفوذی (جدول ۲-۶) و ۶ نمونه از ماده معدنی (جدول ۳-۶) و ۱۴ نمونه از سنگ‌های میزبان است (جدول ۴-۶).

جدول ۶-۲) داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های توده نفوذی (واحد اندازه‌گیری بر حسب ppm)

	V-214	V-215	V-216	V-218	V-219		V-214	V-215	V-216	V-218	V-219
Mo	0.82	3.41	0.79	0.37	0.2	Ce	36.68	32.78	44.46	34.39	24.36
Cu	53.04	23.31	17.08	51.79	3.7	Pr	4.5	3.7	5.6	3.9	3.2
Pb	8.65	599.44	19.8	15.91	4.6	Nd	19.5	16.6	22.8	19.2	15.6
Zn	61.2	88	70.8	105.3	58.7	Sm	5.4	3.8	5.4	3.9	3.6
Ag*	96	397	105	80	106	Eu	1.2	0.9	1.1	1.3	1.1
Ni	8.7	6.9	7.6	6.4	3.7	Gd	5.4	4.2	5.7	4.2	5
Co	22.3	23.2	20.7	38.3	12.8	Tb	0.8	0.6	0.8	0.7	0.8
As	6.6	3.8	3.9	17.1	12.9	Dy	5.6	4.2	5	4	5.2
U	1	0.7	1.1	0.6	0.4	Ho	1	0.7	1	0.7	0.9
Au	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Er	3.4	2.4	3	2.4	2.7
Th	5.8	3.2	5.9	4.2	1.6	Tm	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3
Sr	381	500	347	451	362	Yb	3.2	2.2	3.1	2.1	2.2
Cd	0.04	0.1	0.07	0.16	0.2	Lu	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3
Sb	1.32	6.99	1.42	1.06	2.77	Hf	0.52	0.4	0.8	0.33	2.07
Bi	<0.04	0.28	0.15	0.1	<0.04	Li	14.6	12.2	12.9	31.2	11.2
V	197	246	203	292	118	Rb	57.7	11.6	63.3	48.1	16.8
La	17	15.8	17.9	16	9.2	Ta	0.5	0.5	0.6	0.3	0.3
Cr	113	140	243	84	162	Nb	6.89	7.21	9.65	5.79	5.53
Ba	629	100	658	466	282	Cs	1.1	0.1	1.5	1.1	0.2
W	0.9	0.4	0.8	0.4	0.3	Ga	18.18	18.12	17.67	19.03	19.28
Zr	10.9	11.1	19.7	6	54.2	In	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06
Sn	1.9	1.4	2.5	1	1.1	Re	0.003	<0.002	0.003	<0.002	<0.002
Be	1	1	1	<1	<1	Se	<0.3	<0.3	<0.3	1.2	<0.3
Sc	24.6	26.2	22.4	28.7	16.9	Te	1.31	1.33	1.18	0.8	0.73
Y	29.4	21.8	27.5	20.3	23.8	Tl	0.25	<0.05	0.3	0.28	0.19

واحد عنصر با علامت \* بر حسب واحد در میلیارد (ppb)

جدول ۶-۳) داده‌های آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های ماده معدنی (واحد اندازه‌گیری بر حسب ppm)

(ppm)	A1			A2		A3		A1			A2		A3
	A1-7	A1-10	A1-19	A2-4	V-199	V-205		A1-7	A1-10	A1-19	A2-4	V-199	V-205
Cu	21.22	6.15	6.24	6.52	39.52	1974	K	900	300	200	300	100	100
Mn	6791	4794	2159	7697	2068	1057	Y	15.7	5.3	5.6	3.8	1.7	8.5
Zn	155.3	602.2	207.8	547.6	413.6	425.8	Ce	59.27	29.33	26.83	31.92	43.44	13.7
Ag*	141	71	48	55	221	1043	Pr	6.5	3.3	3.7	4	4.4	1.8
Pb	9.8	3.42	4.49	3.52	17.79	2.68	Nd	22.1	11.2	12.1	12	12	6.6
Ni	16.7	11.8	24.7	18.4	20.2	17.3	Sm	3.5	1.2	1.5	1.3	0.9	1.2
Co	24.4	18.5	41.9	29.4	52.1	15.6	Eu	1.5	1.2	0.9	1.4	0.4	0.6
Mo	0.48	0.29	<0.05	0.16	0.12	0.24	Gd	2.7	1.3	1.1	1	0.4	1.3
As	26.8	13.8	20.5	23.7	559.9	128.7	Tb	0.4	0.2	0.2	0.1	<0.1	0.2
U	4.9	2.7	2.4	3	1.7	1.1	Dy	2.8	1	1	0.7	0.3	1.2
Au	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Ho	0.6	0.2	0.2	0.1	<0.1	0.3
Th	6.6	2.7	2	0.9	4.6	1.8	Er	1.8	0.5	0.5	0.3	<0.1	0.7
Sr	98	26	55	60	32	21	Tm	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Cd	0.11	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.03	Yb	1.7	0.4	0.5	0.4	<0.1	0.7
Sb	3.23	4.14	3.23	2.62	2.88	1.58	Lu	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Bi	0.42	0.05	0.17	0.22	1.33	0.36	Hf	2.05	0.16	0.72	0.32	0.32	0.25

فصل ششم - ژئوشیمی

<b>V</b>	67	83	97	82	77	48	<b>Li</b>	24.3	7.4	27.7	16.9	5.1	5.3
<b>P</b>	300	5	5	70	6170	590	<b>Rb</b>	3.6	2.8	1.5	1.8	<0.1	0.3
<b>La</b>	29.7	12.9	8	12.5	18.5	4.1	<b>Ta</b>	0.5	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
<b>Cr</b>	53	52	45	28	33	44	<b>Nb</b>	7.3	0.9	1.37	0.99	2.18	0.68
<b>Ba</b>	50	6	5	5	20	5	<b>Cs</b>	0.3	0.5	0.3	0.3	<0.1	<0.1
<b>Ti</b>	2470	1090	830	1240	360	230	<b>Ga</b>	9.98	7.58	10.6	5.39	4.51	3.69
<b>W</b>	2.1	0.4	0.5	1.2	0.5	0.2	<b>In</b>	0.35	0.17	0.09	0.17	0.07	0.13
<b>Zr</b>	72.3	6.2	16	8.8	7.9	7.7	<b>Re</b>	<0.002	<0.002	0.002	0.003	0.011	<0.002
<b>Sn</b>	6.8	4.1	3.1	2.7	1	4.1	<b>Se</b>	<0.3	<0.3	0.4	<0.3	2.6	0.9
<b>Be</b>	2	<1	2	<1	<1	<1	<b>Te</b>	0.31	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	0.07
<b>Sc</b>	8.2	1.4	4.8	5.9	1.4	2.5	<b>Tl</b>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

واحد عنصر با علامت \* برحسب واحد در میلیارد (ppb)

جدول (۴-۶) داده‌های آنالیز ICP-MS برای سنگ میزبان

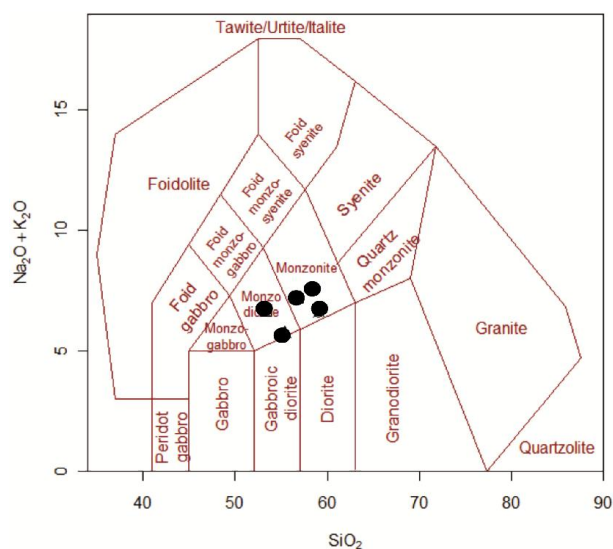
	A1		A2	A1		A2	
	A1-3	A1-15	A2-8	A1-3	A1-15	A2-8	
(ppm)				(ppm)			
<b>Cu</b>	2.22	3.3	1.51	<b>K</b>	100	200	15500
<b>Mn</b>	3449	2609	2116	<b>Y</b>	15	10.7	16.2
<b>Zn</b>	104.4	44.2	103.2	<b>Ce</b>	63.01	64.25	12.16
<b>Ag*</b>	28	64	30	<b>Pr</b>	9.3	8.3	2.4
<b>Pb</b>	1.26	6.48	3.27	<b>Nd</b>	35.3	25	12.3
<b>Ni</b>	1.5	39.4	10.1	<b>Sm</b>	4.8	2.5	3.7
<b>Co</b>	11.8	126	39.4	<b>Eu</b>	2.6	2.2	1.3
<b>Mo</b>	0.12	0.29	0.1	<b>Gd</b>	3.2	2.1	4.1
<b>As</b>	33.8	74.9	8.4	<b>Tb</b>	0.5	0.4	0.7
<b>U</b>	9.5	8.5	2.9	<b>Dy</b>	2.7	2.1	3.1
<b>Au</b>	<0.1	<0.1	<0.1	<b>Ho</b>	0.5	0.4	0.6
<b>Th</b>	9.2	2.7	1.7	<b>Er</b>	1.5	1.2	1.4
<b>Sr</b>	118	62	42	<b>Tm</b>	0.3	0.2	0.2
<b>Cd</b>	0.03	<0.02	0.02	<b>Yb</b>	1.5	1.1	1.1
<b>Sb</b>	1.4	6.82	2.33	<b>Lu</b>	0.2	0.2	0.2
<b>Bi</b>	0.14	0.55	0.06	<b>Hf</b>	0.48	0.21	1.06
<b>V</b>	85	103	82	<b>Li</b>	7.8	16.6	18.9
<b>P</b>	90	40	30	<b>Rb</b>	0.2	0.9	57.9
<b>La</b>	16.8	15.7	3.1	<b>Ta</b>	0.4	<0.1	0.2
<b>Cr</b>	30	89	72	<b>Nb</b>	7.22	2.5	5.99
<b>Ba</b>	2	14	563	<b>Cs</b>	<0.1	0.3	1.2
<b>Ti</b>	1550	1000	1740	<b>Ga</b>	2.7	2.57	5.7
<b>W</b>	0.6	1.9	0.8	<b>In</b>	0.28	0.23	0.15
<b>Zr</b>	28.8	10.8	25.3	<b>Re</b>	0.002	0.003	0.005
<b>Sn</b>	11.2	10.2	3.3	<b>Se</b>	0.3	2.4	<0.3
<b>Be</b>	<1	<1	2	<b>Te</b>	0.52	0.84	0.24
<b>Sc</b>	1.6	1.6	7.1	<b>Tl</b>	<0.05	<0.05	0.3

واحد عنصر با علامت \* برحسب واحد در میلیارد (ppb)

## ۴-۶ - ژئوشیمی توده نفوذی

## ۴-۶-۱ - نامگذاری و طبقه‌بندی توده نفوذی

در منطقه ورتاوه توده نفوذی با ترکیب دیوریت - کوارتز دیوریت، رخنمون دارد که با نفوذ در سنگ‌های قدیمی‌تر موجب دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیک و کلریتی-اپیدوتی شده است. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده، تعداد ۵ نمونه از بخش‌هایی که حداقل دگرسانی را داشتند، به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) مورد آنالیز قرار گرفت و برای تفسیر اطلاعات و رسم نمودارهای موردنظر از نرم افزارهای Igpet، GCDkit و Excel استفاده شده است. نظر به اینکه عامل اصلی کانه‌زایی در منطقه نفوذ، توده دیوریت - کوارتز دیوریتی در سنگ‌های ولکانیکی ائوسن می‌باشد، در نتیجه مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این توده متمرکز شده است، زیرا شناخت دقیق عامل کانه‌زایی می‌تواند علاوه بر فهم صحیح‌تر از سیستم کانه‌ساز، راهنمایی برای اکتشافات باشد. بر این اساس جهت مطالعات ژئوشیمیایی، برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی، از نمودار میزان سیلیس و عناصر قلیایی میدل‌مست<sup>۱</sup> (۱۹۸۵) استفاده شده است. بر اساس این نمودار (شکل ۶-۲)، نمونه‌ها در محدوده مونزودیوریت - مونزونیت جای می‌گیرند.



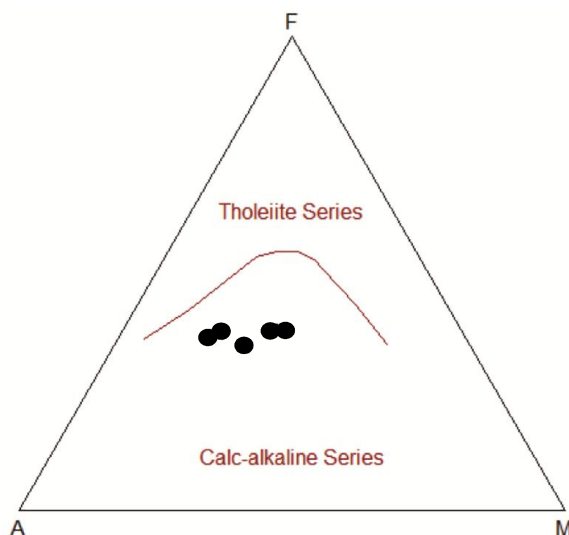
شکل ۶-۲) نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (میدل‌مست، ۱۹۸۵) برای تعیین نام سنگ‌های آذرین درونی

1 -Middlemost



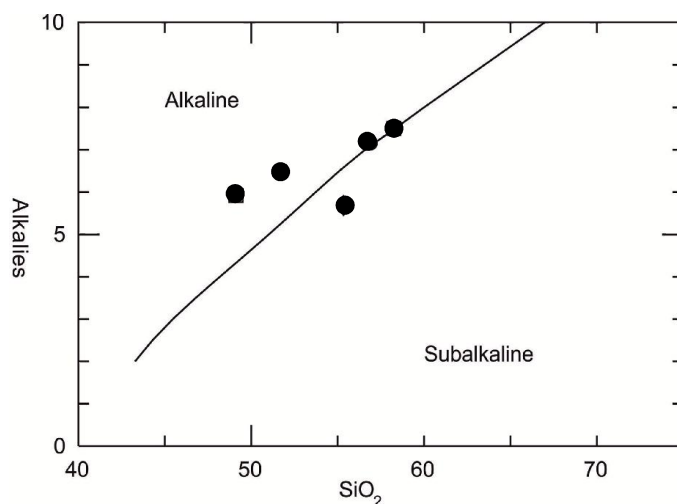
## ۶-۴-۲- تعیین سری ماگمایی

برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها از نمودار سه تایی AFM از ابروین و باراگار<sup>۱</sup> (۱۹۷۱) استفاده شده است (A=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, M= MgO, F= Feo total). داده‌ها نمایانگر قرارگیری ماگما در سری کالک آلکالن هستند (شکل ۶-۳).



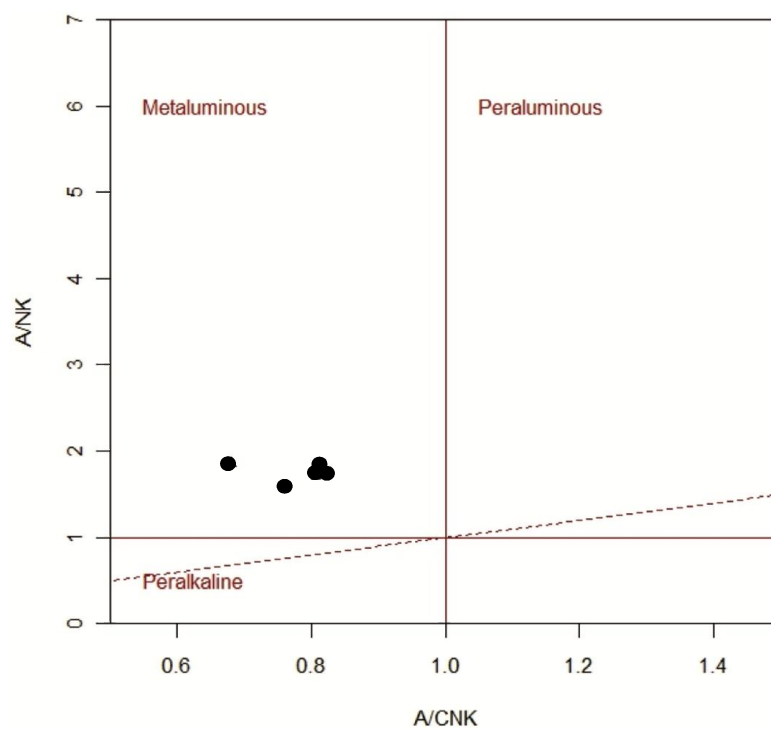
شکل ۶-۳ نمودار سه تایی AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱) که نشان‌دهنده ماهیت کالک آلکالن برای ماگما می‌باشد.

طبق نمودار دوتایی SiO<sub>2</sub> در مقابل مجموع آکالی‌ها (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (ابرین و باراگار، ۱۹۷۱)، داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مربوط به توده نفوذی، در قلمرو گرانیتوئیدهای آلکالن و یک نمونه در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-۴).



شکل ۴-۶) نمودار مجموع آلكالی به  $SiO_2$  (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) برای تعیین میزان قلیایی بودن سیال

در نمودار تغییرات نسبت‌های ملکولی  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$  (A/NK) در برابر  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO$  (A/CNK) در قلمرو سنگ‌های متاآلومین واقع می‌شوند (شکل ۵-۶).



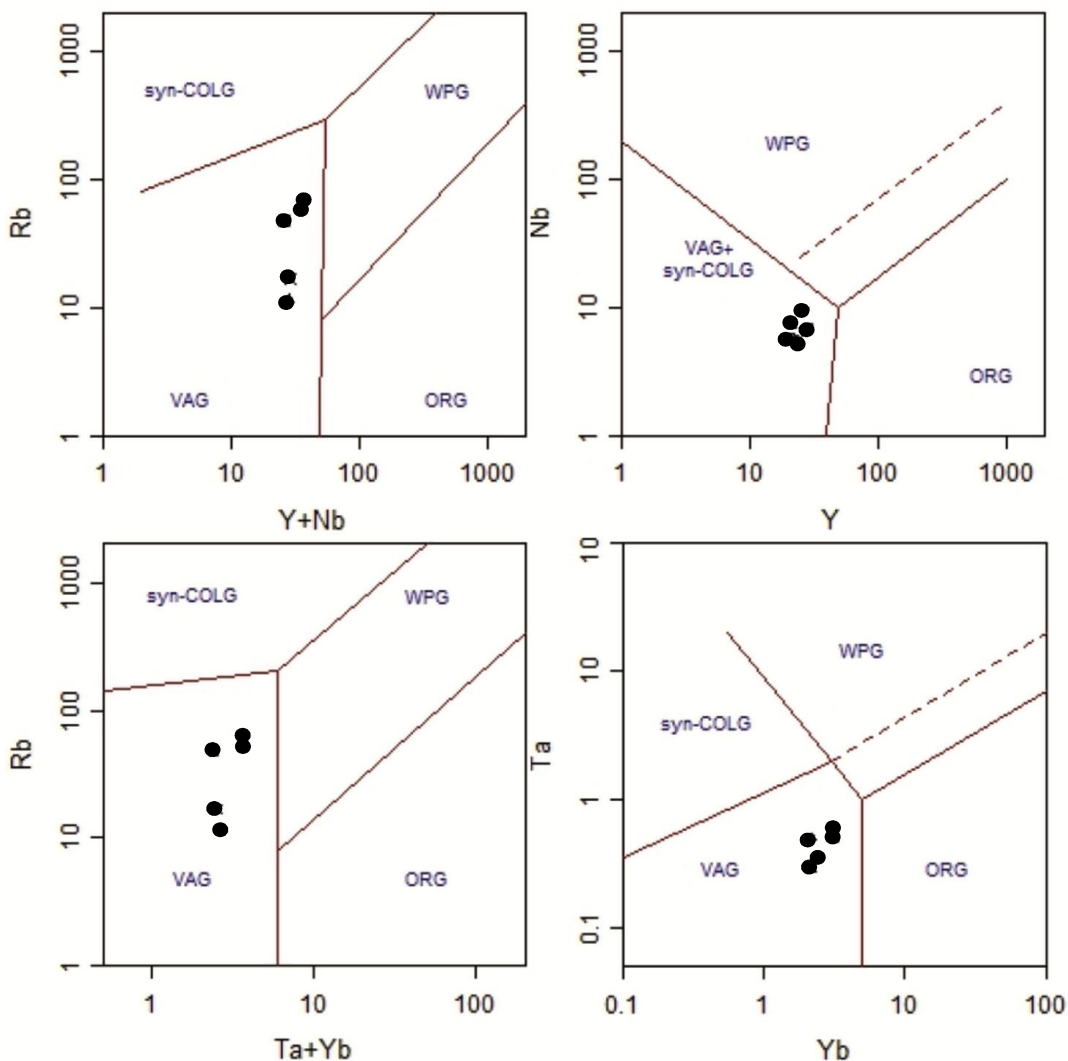
شکل ۵-۶) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی (شاند، ۱۹۴۳) جهت تعیین میزان اشباع شدگی از آلومینیوم

### ۶-۴-۳ - تقسیم‌بندی توده نفوذی بر مبنای موقعیت زمین‌ساختی

یکی از عوامل مهمی که در تعیین انواع مختلف کانساری از اهمیت خاصی برخوردار است، سری‌های ماگمایی می‌باشد و با توجه به اینکه موقعیت تکتونیکی در تعیین نوع و سری ماگمایی دخالت ویژه‌ای دارد، لذا شناخت نوع محیط تکتونیکی، از اهداف اصلی در هر منطقه‌ای به شمار می‌رود. (پیرس و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۸۴) رابطه بین ترکیب شیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را مورد بررسی قرار داده و آن‌ها را از لحاظ جایگاه تکتونیکی به چهارگروه به شرح زیر تقسیم نموده‌اند: گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WPG)، گرانیتوئیدهای برخوردی (COLG). ایشان در این رده بندی از عناصر مختلفی چون Rb، Ta، Nb، Y و Yb استفاده نموده‌اند. Rb عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن در پوسته قاره‌ای بیشتر از گوشته می‌باشد. Nb عنصری ناسازگار و Y هم عنصری غیرمتحرک می‌باشد که در فازهای گارنت یا آمفیبول رفتار سازگاری از خود نشان داده و وارد ساختمان این کانی‌ها می‌شوند. با توجه به اینکه توده نفوذی ورتاوه دستخوش دگرسانی شده و عناصر متحرک در آن جابه جا شده‌اند به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی آن از این نمودارها استفاده شده است (شکل ۶-۶). همانطور که ملاحظه می‌شود اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی واقع شده‌اند.

---

1 - Pearce et al.



شکل ۶-۶) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کانسار ورتاوه در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)

#### ۶-۴-۶ - عناصر نادر خاکی و کمیاب

عناصر کمیاب و نادر خاکی<sup>۱</sup> در مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نقش مهمی را ایفا می‌نمایند. مطالعه این عناصر که بر مبنای تغییرات غلظت آن‌ها در سنگ‌ها استوار است می‌تواند روشنگر ابهاماتی باشد که مطالعه عناصر اصلی برای حل آن‌ها ناکافی است.

1 - Rare earth elements

## ۶-۴-۱- عناصر نادر خاکی

عناصر خاکی نادر با نشانه اختصاری "REEs"، به مجموع ۱۵ عنصر جدول تناوبی گفته می‌شود که این عناصر شامل پانزده می‌باشند (رانست و یانگ<sup>۱</sup>، ۲۰۱۱). عناصر نادر خاکی در سری 4f جدول تناوبی قرار دارند، دارای اعداد اتمی ۷۱-۵۷ بوده که عنصر ایتريوم Y با عدد اتمی ۳۹ و برخی اسکاندیوم Sc با عدد اتمی ۲۱ را نیز در بین آنها قرار می‌دهند. عناصر نادر خاکی گاهی تحت عنوان لانتانیدها نیز خوانده می‌شوند. این عناصر نقش مهمی در مطالعه سنگ‌شناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی دارند، به علاوه مطالعه عناصر نادر خاکی در بررسی فرآیندهای رسوبی و شیمی اقیانوس‌ها و تعیین تکامل پوسته قاره‌ای، کمک فراوانی می‌کند (لوترموزر<sup>۲</sup>، ۱۹۹۲).

عناصر نادر خاکی به ترتیب افزایش عدد اتمی عبارتند از:

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

در این سری مانند سایر ردیف‌های عناصر حدواسط در جدول تناوبی، برخلاف سایر ستون‌ها با افزایش عدد اتمی (از La به سوی Lu) شعاع یونی و اتمی کاهش می‌یابد که به علت افزایش الکترون‌ها در اوربیتال داخلی (4f) می‌باشد، این پدیده تحت عنوان انقباض لانتانیدها نامیده می‌شود (لوترموزر، ۱۹۹۲).

عناصر نادر خاکی معمولاً به دو گروه تقسیم می‌شوند (جونز<sup>۳</sup>، ۱۹۹۶).

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

1 - Ernst & Young  
2 - Lottermoser  
3 - Jones

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

در بین این دو سری از عناصر نادر خاکی، گروه سریم نسبت به گروه ایتريوم دارای درجه ناسازگاری بالاتری است، لذا تمایل دارند که در محصولات نهایی تفریق ماگمایی، تجمع یابند. این امر در الگوی فراوانی این عناصر در نمودارهای عنکبوتی نیز واضح است (هندرسون، ۱۹۸۴).

به علت بار و شعاع یونی نسبتاً زیاد عناصر نادر خاکی به همراه غلظت پایین آن‌ها در کانی‌ها، می‌توان گفت که این عناصر میل چندانی به جایگزینی عناصر اصلی در طی تبلور ماگما را ندارند. به این گروه از عناصر، از لحاظ ژئوشیمیایی، عناصر ناسازگار<sup>۱</sup> گفته می‌شود که در ماگمای باقیمانده تمرکز پیدا می‌کنند. به واسطه تشابه شعاع یونی در کانی‌های حامل، عناصر نادر خاکی می‌توانند جانشین یون یا کاتیون‌های اصلی در این کانی‌ها شوند و حمل گردند. کانی‌هایی مانند زیرکن، گارنت و آپاتیت به علت داشتن موقعیت‌های کاتیونی با شعاع بزرگ، به آسانی مقادیر فراوانی از یون‌های نادر خاکی را در خود جای می‌دهند.

توزیع عناصر نادر خاکی در درون سیالات هیدروترمالی (غنی شدگی HREE و یا LREE)، به عواملی از جمله pH، دما و نوع کمپلکس‌های موجود در سیالات بستگی دارد. بطور کلی، عناصر نادر خاکی درون سیستم‌های ژئوشیمیایی خاصی متحرک می‌گردند. انتقال آن‌ها در محلول‌های هیدروترمال عموماً به صورت کمپلکس صورت می‌گیرد. پایداری انواع کمپلکس‌های این عناصر متغیر است و به عواملی از جمله تغییرات دما، فشار، pH و سنگ‌های دیواره بستگی دارد (لوترموزر، ۱۹۹۲).

عناصر نادر خاکی (REE) جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرایندهایی نظیر هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و آلتراسیون هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرک هستند. به عنوان مثال میچارد (۱۹۸۹) نشان داد که سیالات گرمایی که از درون یک سنگ مخزن می‌گذرند حدود ۵۰۰ تا

1 - Incompatible



یک میلیون برابر REE کمتری نسبت به آن سنگ دارند و این نشان می‌دهد که فعالیت سیالات گرمایی، اثر زیادی روی ترکیب REE سنگ نمی‌گذارند، مگر آنکه نسبت آب به سنگ خیلی بالا باشد. برای مطالعه تغییرات عناصر نادر خاکی در منطقه، تعداد ۵ نمونه از توده نفوذی، ۳ نمونه از سنگ درونگیر و ۶ نمونه از ماده معدنی، برداشت شده است که در زیر، به بررسی روند تغییرات آن‌ها پرداخته می‌شود. لازم به ذکر است که این عناصر نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. در این بخش چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر نادر خاکی و همچنین تفکیک LREE/HREE در کانسار بررسی شده است.

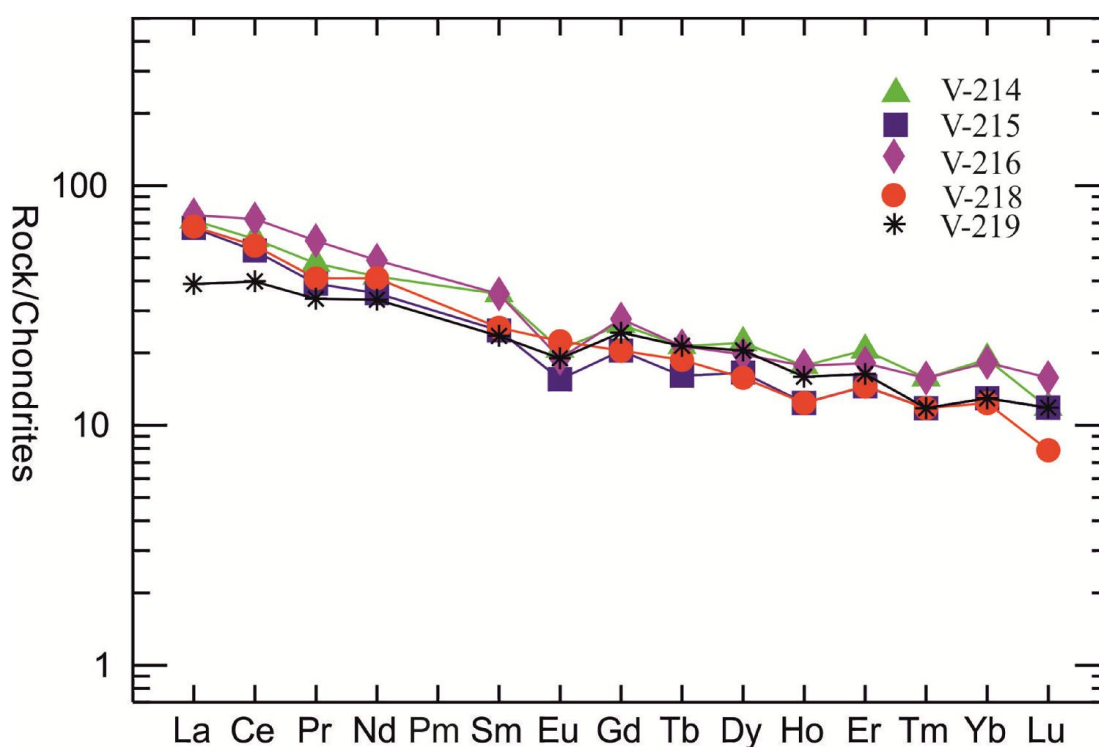
برای عناصر نادر خاکی بر روی محور افقی این نمودارها؛ عناصر نادر خاکی با میزان ناسازگاری متفاوت به نحوی مرتب شده‌اند که عناصر سبک شامل Sm, Nd, Pr, Ce, La, Eu در سمت چپ و عناصر سنگین شامل Yb, Tm, Er, Ho, Dy, Tb, Gd, Lu در سمت راست آورده شوند. بر روی محور قائم، مقدار نسبی عناصر مذکور به نمونه مرجع آورده شده است. جهت ترسیم نسبت به نمونه مرجع از نمودار سان و مکدانوف<sup>۱</sup> (۱۹۸۹) استفاده شده است در این نمودار داده‌ها نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند.

الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌های مختلف توده نفوذی ورتاوه که با استفاده از فراوانی کندریت، (سان و مک دانوف (۱۹۸۹)) عادی‌سازی شده (شکل ۶-۷)، ترسیم شده است. داده‌های عناصر نادر خاکی برای این توده نفوذی نشان‌دهنده غنی‌شدگی این عناصر نسبت به مرجع کندریتی و تهی‌شدگی عنصر Eu است (شکل ۶-۷). داده‌ها از نظر میزان فراوانی عناصر نادر خاکی و میزان تغییر، همبستگی خوبی نشان می‌دهند در این شکل عناصر نادر خاکی گروه سریم نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. به استثنای نمونه V-219 (که اندکی دگرسانی بیشتری نسبت به بقیه دارد) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی بقیه نمونه‌ها با یکدیگر موازی می‌باشد

---

1 -Sun and McDonough

که حاکی از تشابه فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آن‌ها است. به طور کلی همه نمونه‌ها الگویی مشابه سایر سنگ‌های گرانیتوئیدی داشته  $[(La/Yb)_n=2/8-5/1]$  و از مقادیر عادی سازی شده حدود ۱۰۰ برای LREE تا حدود ۱۰ برای HREE تغییر می‌نماید. غنی شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE  $((La/Yb)_n=2/8-5/1)$  می‌تواند به دلایل زیر باشد: (۱) درجات ذوب بخشی پایین منشاء و یا یک منشاء غنی شده از عناصر LREE؛ (۲) ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹) و (۳) وجود کانی گارنت در سنگ منشاء (رولینسون، ۱۹۹۳).



شکل ۶-۷) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های توده نفوذی

HREEs تفریق نیافته و دارای  $(Gd/Yb)_n=1/8-1/3$  می‌باشند. الگوی HREE تقریباً مسطح احتمالاً می‌تواند بیانگر برجا ماندن آمفیبول در طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک باشد (زاو و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷)، آنومالی منفی Eu با فراوانی متوسط  $Eu/Eu^*=0.28$  نیز در همه این سنگ‌ها مشاهده می‌گردد که با تبلور تفریقی مقادیر کافی فلدسپار در مذاب باقی مانده از ذوب بخشی در منشاء یا

1 - Zhao et al.

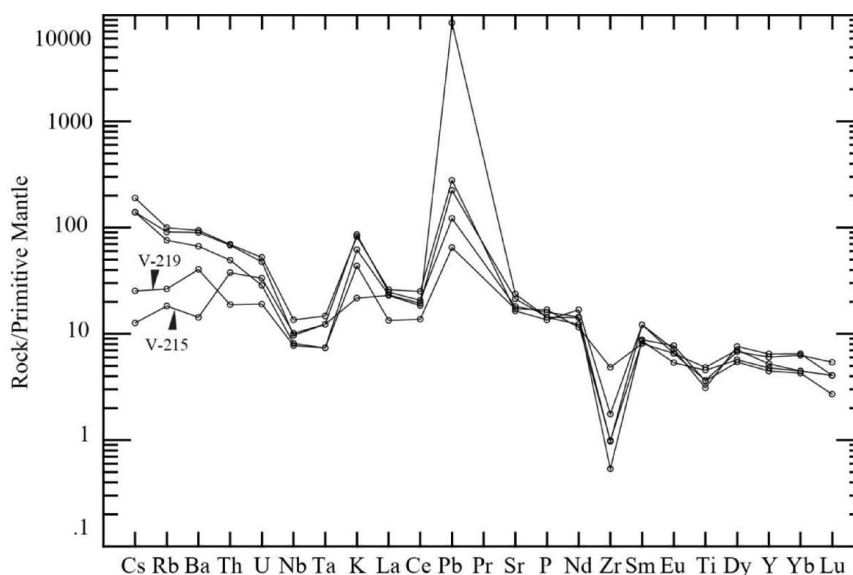
ماهیت شیمی خود منشأ باقیمانده توجیه می‌گردد (راسی و همکاران، ۲۰۰۲). Eu عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقیماندن فلدسپار در منشاء، در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویته  $H_2O$  پایین است، ایجاد می‌شود (تپر و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳). بنابر پیشنهاد تانکوت (۱۹۹۸) غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و MREE همراه با آنومالی منفی Eu، بیانگر اهمیت نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل گرانیتوئیدها است.

#### ۶-۴-۲- عناصر کمیاب

فراوانی عناصر کمیاب در نمونه‌های نفوذی مورد مطالعه با فراوانی این عناصر در گوشته اولیه عادی سازی شده (سان و مکدانوف، ۱۹۸۹)، ترسیم شده‌اند (شکل ۶-۸). روند کاهشی در الگوی این عناصر در نمودار مزبور در نتیجه نسبت بالای LILE/HFSE می‌باشد که ویلسون (۱۹۸۹) این ویژگی را خاص ماگماتیسم در پهنه‌های فرورانشی می‌داند. به علاوه، گرین و هری (۱۹۹۹)، غنی شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند Sr، K، Ba و Th را در کنار وجود آنومالی منفی Nb یکی از اختصاصات بارز ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانش در نظر گرفته‌اند. اما از آنجا که سنگ‌های نفوذی ورتاوه تحت تأثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته‌اند و همچنین عناصر LIL نسبت به عناصر HFS تحرک بیشتری دارند، نمونه‌های نسبتاً سالم و دگرسان شده رفتاری کاملاً متفاوت نشان داده‌اند. تفکیک نمونه‌های مختلف سالم و دگرسان شده (V-215 و V-219) به خوبی مؤید این ایده است که عناصر LIL توسط فاز سیال و تمرکز عناصر HFS توسط ترکیب شیمیایی منبع و فرایندهای بلور - مذاب که در طی تحول سنگ صورت می‌پذیرد کنترل شده است (رولینسون، ۱۹۹۳). بنابراین نتیجه گیری‌ها در مورد منشاء و محیط تکتونیکی محدوده مورد بررسی تنها بر پایه عناصر غیرمتحرک HFS می‌باشد. به عبارتی تهی شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند

1 - Tepper et al.

Nb و P و Ti و تا حدودی Zr می‌تواند احتمالاً دلیلی بر ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانش باشد. بر اساس لیتوینسکی و همکاران (۲۰۰۲) متاسوماتیسم گوشته و آلودگی پوسته‌ای طی صعود ماگما به سطح زمین، می‌تواند از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی عناصر LILE در مقایسه با HFSE در ماگماهای قوس به شمار می‌آیند. تاتسومی و همکاران (۱۹۸۶) و مک گولچ و گامبل (۱۹۹۱) با بررسی شواهد تجربی نشان دادند که از آزدایی<sup>۱</sup> لیتوسفر اقیانوسی فرورانده سیالات آبداری بوجود می‌آیند که باعث انتقال عناصر LILE به منبع اصلی ذوب می‌گردند. بدین ترتیب گوه گوشته‌ای در بالای تخته فرورانش به علت سیالات آبدار از عناصر LILE غنی خواهند شد.

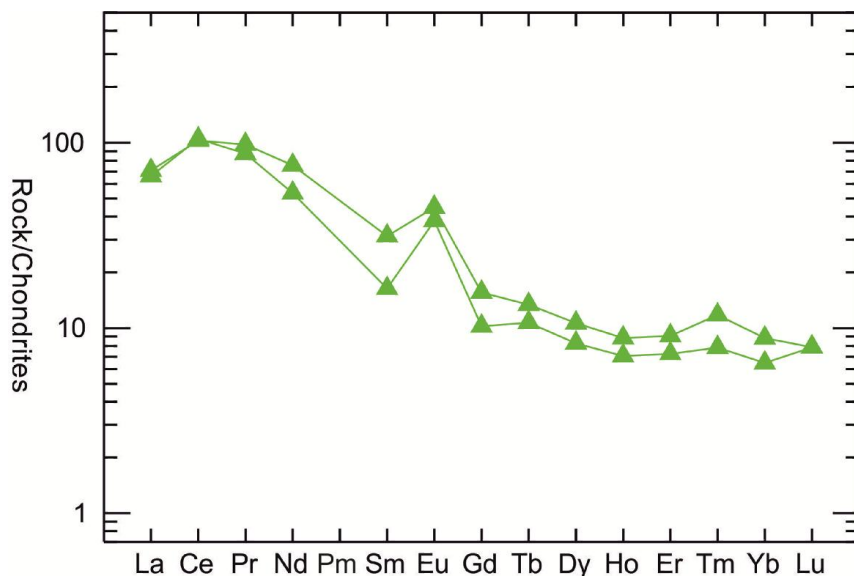


شکل ۶-۸) نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) برای سنگ‌های توده نفوذی

#### ۶-۴-۵ - ژئوشیمی سنگ میزبان

نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های سنگ میزبان کانه‌زایی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) رسم شده است (شکل ۶-۹). نتایج نشان‌دهنده ترکیب تقریباً مشابه برای هر سه نمونه است. از نکات قابل توجه در شکل زیر بالا بودن میزان Eu در نمونه‌ها است. میزان عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این افزایش غنی‌شدگی در نمونه‌های عناصر LREE بیشتر از عناصر HREE است.

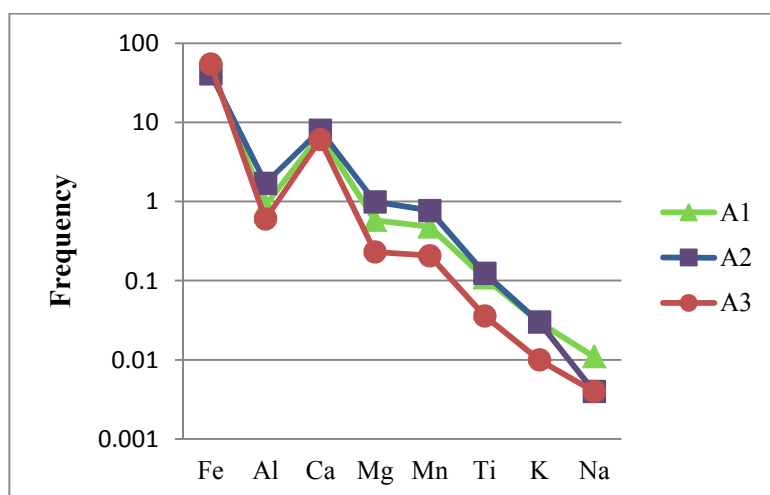
1 - Dehydration



شکل ۶-۹) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) برای سنگ میزبان پیکره A1

#### ۶-۴-۶ - ژئوشیمی ماده معدنی

بررسی نمونه‌های برداشت شده از پیکره‌های معدنی نشان می‌دهد که نمونه‌های هر سه پیکره با یکدیگر مشابه هستند (شکل ۶-۱۰). این مطلب خود می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل همزمان و منشأ مشابه برای هر سه پیکره معدنی باشد.

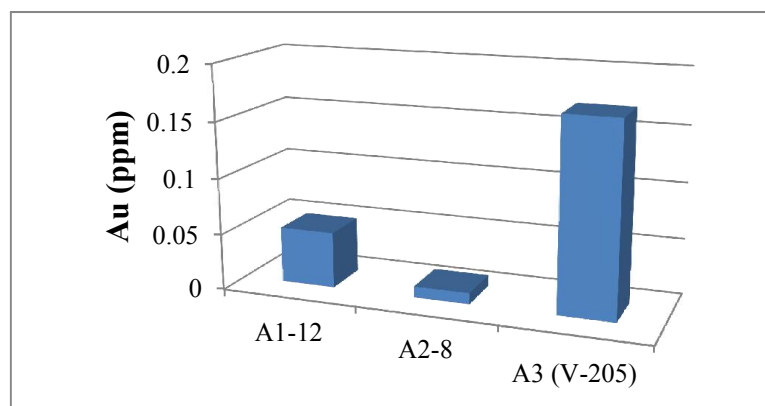


شکل ۶-۱۰) میزان عناصر اصلی از پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه

با توجه به ارزش و اهمیت طلا، وجود کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت و احتمال حضور طلا در این کانی‌ها و وجود کانسارهای اکسید آهن مس و طلا (IOCG<sup>1</sup>) که دارای مقادیر ارزشمندی از طلا هستند و برخی از کانسارهای اکسید آهن در این دسته از کانسارها جای می‌گیرند، لذا سه نمونه ماده معدنی از پیکره‌های مختلف کانسار جهت آنالیز طلا به روش جذب اتمی (AAS) انتخاب و در آزمایشگاه مرکز فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز شد (جدول ۶-۵). با رسم داده‌های آزمایشگاهی در نمودار به خوبی مشخص است که نمونه برداشت شده از پیکره A3 (نمونه V-205) دارای میزان بالاتری از طلا و به صورت یک ناهنجاری می‌باشد (شکل ۶-۱۱). شواهد صحرائی و مطالعات کانی‌شناسی در مورد این نمونه گویای کانه‌زایی مقدار بالایی از کالکوپیریت در محدوده نمونه برداری است و با توجه به همبستگی مثبت طلا و مس، می‌توان بیان نمود که طلا در این محدوده از پیکره A3 با کانی کالکوپیریت همیافتی داشته است، ضمن اینکه نتایج آزمایشات ICP-MS این نمونه بیانگر عیار بالایی از مس در حدود (ppm) ۱۰۰۶/۶۷ است.

جدول ۶-۵) میزان طلا در پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه

Sample No.	Location	Au (ppm)
A1-12	A1	0.05
A2-8	A2	0.01
V-205(A3)	A3	0.17

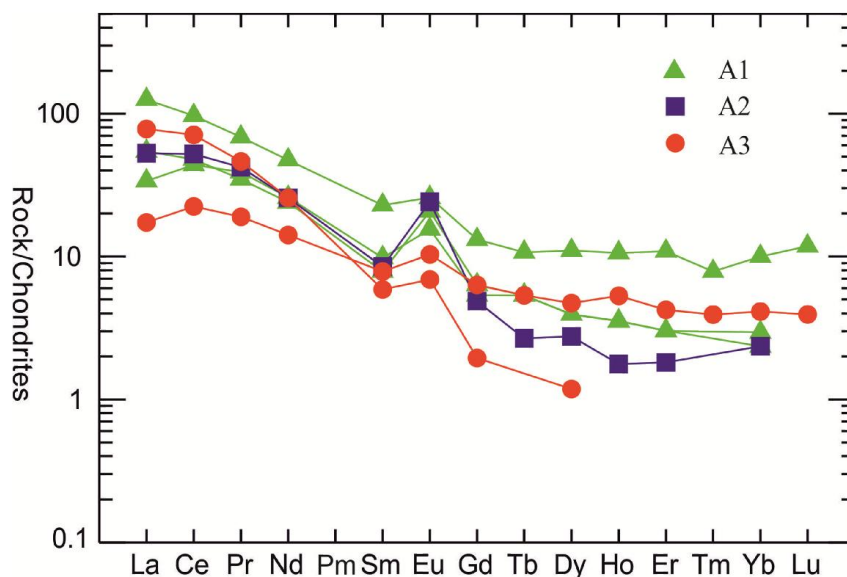


شکل ۶-۱۱) میزان عنصر طلا در ۳ پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه



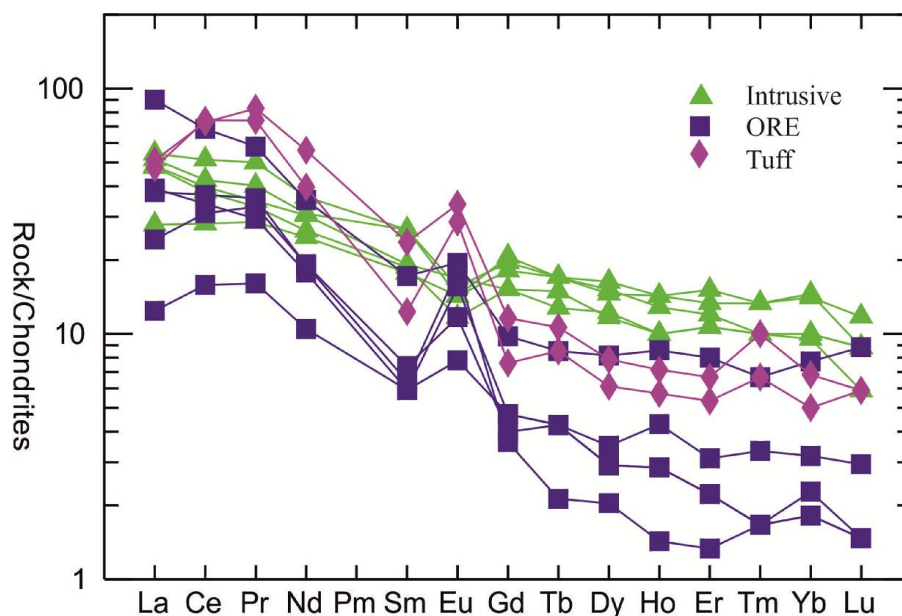
داده‌های آنالیزی در شکل ۶-۱۲ گویای همبستگی خوبی بین عناصر نادر خاکی در سه پیکره معدنی کانسار ورتاوه است. در نگاه کلی می‌توان گفت که در هر سه پیکره میزان عناصر نادر خاکی نسبت به نمونه کندریت بالاتر است و بین ۱۰ تا ۱۰۰ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. شکل زیر گویای این مطلب است که تفکیک عناصر LREE/HREE بیش از یک است و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. Eu در هر سه پیکره معدنی غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهد.

با توجه به شکل‌های بالا و ویژگی آن‌ها برای درک بهتر از شرایط حاکم بر کانسار، تلفیقی از داده‌های ماده معدنی، سنگ میزبان و توده نفوذی رسم شده است (شکل ۶-۱۳). از مطالب قابل توجه در این نمودار، غنی‌شدگی Eu در نمونه سنگ میزبان و ماده معدنی و تهی‌شدگی Eu برای نمونه‌های توده نفوذی است. برای تغییرات عنصر Eu می‌توان بیان نمود که با تبلور پلازیوکلاز در مراحل تشکیل سنگ‌های مافیک و حدواسط Eu در ماگمای باقی مانده کاهش می‌یابد زیرا Eu بیشتر تمایل به

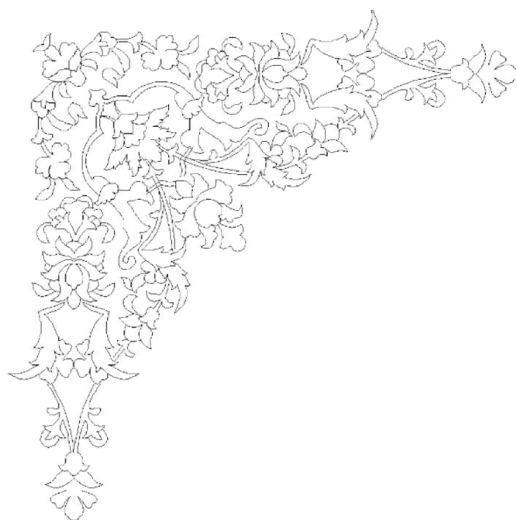


شکل ۶-۱۲ نمودار تغییرات عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) برای ماده معدنی در پیکره‌های معدنی کانسار ورتاوه

قرارگیری به جای عنصر کلسیم در کانی‌های کلسیم دار نظیر پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها و حتی گارنت‌ها دارد. بنابراین تهی شدگی Eu در سنگ‌های گرانیتی به این صورت قابل توجیه می‌باشد. در سنگ‌های منطقه اسکارنی که کانی‌سازی آهن و عناصر وابسته نیز بخشی از آن است، Eu در الگوی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت غنی شدگی نشان می‌دهد. دلیل چنین غنی شدگی به خاطر وجود کانی‌های کلسیم‌دار نظیر دیوپسید، اوژیت دیوپسیدی، گارنت، اپیدوت و غیره می‌باشد.



شکل ۶-۱۳) نمودار عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) برای عناصر سنگ میزبان، توده نفوذی و ماده معدنی



# فصل هفتم

## مطالعه سیالات درگیر



## ۷-۱- مقدمه

تا به حال بلورهای کامل در طبیعت شناسایی نشده‌اند و باور بر این است که رشد بلورهای ایده آل و بدون عیب و نقص، حتی تحت شدیدترین شرایط آزمایشگاهی، غیرممکن است. نقص‌های بلوری از نقص‌های نقطه‌ای در مقیاس اتمی تا نقص‌های بزرگ مقیاس متغیر می‌باشند. این نقص‌ها به صورت مایعات، گازها و جامدات در داخل کانی‌ها به دام می‌افتند و با مطالعه این فازهای به دام افتاده، می‌توان کلید ارزشمندی در زمینه درک فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی که در رشد بلورها دخیل هستند، به دست آورد (شفرد و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵). به سیالی که درون یک جامد (مثلاً کانی) قرار گرفته باشد، سیال درگیر یا میانبار سیال اطلاق می‌شود. سیال به دام افتاده می‌تواند مایع، گاز و یا سیال فوق-بحرانی<sup>۲</sup> باشد. واژه "سیال" تأکیدی بر سیال بودن در هنگام گیر افتادن دارد و نه الزاماً سیال ماندن پس از گیر افتادن، بنابراین انکلوژیون‌هایی که در حال حاضر شیشه و یا بلور هستند به‌عنوان سیال درگیر محسوب می‌شوند (بودنار<sup>۳</sup>، ۲۰۰۳). سیالات درگیر موجود در کانی‌ها، بخش‌هایی از مایعات، گازها و مذاب‌های به دام افتاده‌ای هستند که بلور از آن‌ها رشد کرده است (شفرد و همکاران، ۱۹۸۵).

مطالعه سیالات درگیر، داده‌های ارزشمندی از درک مسائل گذشته زمین‌شناسی از جمله دما، فشار، شوری، چگالی، ترکیب سیالات کانسار ساز و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل‌دهنده سنگ‌ها و کانی‌ها بوده و یا طی فرآیندهای بعدی از داخل آن‌ها عبور کرده‌اند را فراهم می‌کند (رودر<sup>۴</sup>، ۱۹۸۴).

ده کانی اصلی که در آن‌ها انکلوژیون‌ها به‌طور رایج گزارش شده‌اند شامل کوارتز، فلوریت، هالیت،

---

1 - Shepherd et al.  
2 - Critical fluid  
3 - Bodnar  
4 - Roedder

کلسیت، آپاتیت، دولومیت، اسفالریت، باریت، توپاز و کاسیتريت می‌باشند. سیالات درگیر هم در کانی‌های کدر و هم در کانی‌های شفاف تشکیل می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی کانی‌هایی که سیالات درگیر به خوبی در آن‌ها قابل مشاهده است، شفاف بودن و غیر رنگین بودن آن‌ها است که این از اساسی‌ترین لازمه‌های هر مطالعه نوری روی سیالات درگیر می‌باشد (شگرد و همکاران، ۱۹۸۵).

اکثر سیالات درگیر کوچک‌تر از ۱۰۰ میکرون هستند. محدوده اندازه معمول سیالات درگیر در مطالعه میکروسکوپی، بین ۲۰-۲ میکرون می‌باشد، اما اطلاعات سیالات درگیر که اندازه آن‌ها کمتر از ۴ میکرون می‌باشد فاقد ارزش است (شگرد و همکاران، ۱۹۸۵).

از لحاظ ژنتیکی، سیالات درگیر به سه دسته تقسیم می‌شوند: ۱- سیالات درگیر اولیه<sup>۱</sup> که در زمان رشد و تشکیل بلور میزبان، تشکیل شده‌اند. ۲- سیالات درگیر ثانویه<sup>۲</sup> که بعد از تشکیل و رشد بلور میزبان تشکیل می‌شوند. ۳- سیالات درگیر ثانویه کاذب<sup>۳</sup> که ضمن مرحله‌ای از رشد بلور در شکستگی‌های موجود در بلور تشکیل و در مراحل بعدی رشد پوشیده می‌شوند (رودر، ۱۹۸۴؛ بودنار، ۱۹۸۵).

در این مطالعه از کانی شفاف کوارتز و کلسیت برای مطالعه سیالات درگیر استفاده شده است. مهم‌ترین کاربرد سیالات درگیر در این تحقیق، تعیین دما، تغییرات شوری و محاسبه چگالی سیال کانه‌ساز در کانسار آهن ورتاوه می‌باشد.

### ۲-۷ - نمونه برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها

جهت تکمیل مطالعات زمین‌شناسی و پتروژنز کانسار اسکارن آهن ورتاوه، تعداد ۴ نمونه با تنوع کانی‌شناسی (گارنت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت) انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک صیقلی دوطرفه<sup>۴</sup> تهیه

---

1 - Primary  
2 - Secondary  
3 - Pseudosecondary  
4 - Doubly Polished Thin Sections

شد. به دلیل اندازه بسیار کوچک و آشکار نبودن ادخال‌ها در کانی‌های گارنت و اپیدوت، مطالعات تنها بر روی دو کانی کوارتز و کلسیت که از رگه‌های کانه‌دار بخش برون اسکارن برداشت شده بودند صورت پذیرفت (شکل ۷-۱). در انتخاب نمونه سعی بر آن شد که نمونه‌های کانی‌های انتخاب شده



شکل ۷-۱ الف- رگه کوارتزی همراه با ماده معدنی، ب- کانه‌زایی مگنتیت و تشکیل کلسیت و اپیدوت در رگه‌ها و شکاف‌ها

همزمان با فرایند اسکارن زایی و کانه‌زایی انتخاب شوند. آزمایش‌های سیالات در گیر بر روی ۲ مقطع نازک صیقلی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک پارامترهای دمایی اندازه‌گیری شد. کالیبراسیون Stage در گرمایش، با دقت  $\pm 0.6$  درجه بوده که با نیترات سزیم (Cesium nitrate) با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه و در انجماد با دقت  $\pm 0.2$  درجه و با ماده استاندارد این-هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴.۳- درجه سانتی‌گراد انجام شده است. در مطالعه پتروگرافی، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه سیالات در گیر، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه، ثانویه کاذب)، محتویات سیالات در گیر (L+V+S)، نسبت V/L، نوع کانی‌های دختر (با توجه به شکل کریستالی و مورفولوژی ظاهری)، پدیده‌هایی مانند تراوش<sup>۱</sup> و دم بریدگی<sup>۲</sup> مورد بررسی قرار گرفته است.

1 - Leakage  
2 - Necking down



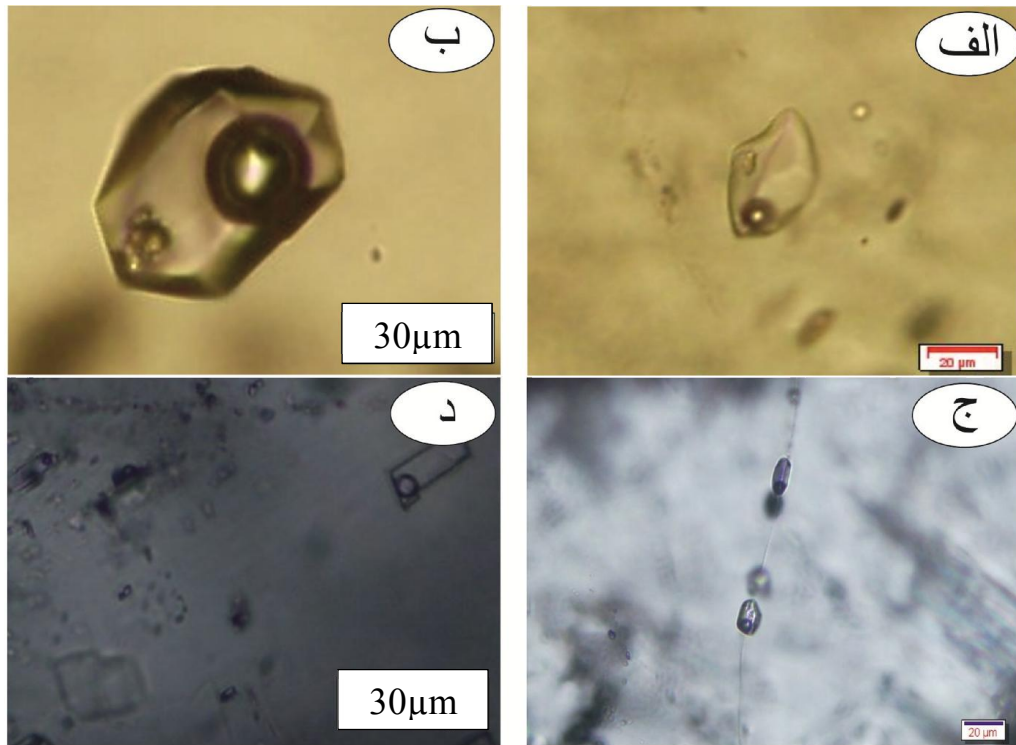
### ۳-۷ - پتروگرافی سیالات درگیر

شناسائی روابط پتروگرافی اولین و مهم‌ترین بخش مطالعه سیالات درگیر می‌باشد. در مطالعات پتروگرافی، شاخصه‌هایی از قبیل شکل، اندازه، فراوانی سیالات درگیر، نوع سیالات درگیر (اولیه، ثانویه و ثانویه، کاذب)، نسبت‌های فازی، تعیین نوع سیالات و پدیده‌های تغییر سیالات درگیر بعد از به دام افتادن مانند تراوش دم بریدگی مورد بررسی قرار گرفت.

سیالات درگیر مطالعه شده در مقاطع شامل سیالات درگیر اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب است. در این نمونه‌ها، سیالات درگیر اولیه از اندازه بزرگ‌تری نسبت به سیالات درگیر ثانویه و ثانویه کاذب برخوردار هستند. با توجه به اینکه سیالات درگیر ثانویه و ثانویه کاذب، در مطالعات میکروترموتری کمترین اهمیت را دارند و به منظور اجتناب از هرگونه خطا از این نوع سیالات درگیر، جهت مطالعه صرف نظر شد و مطالعه تنها بر روی سیالات درگیر اولیه صورت پذیرفت.

از نظر اندازه، سیالات درگیر کانسار ورتاوه، دارای سیالات بسیار کوچک به اندازه‌ای ۲ میکرون تا سیالات با اندازه‌ای بیش از ۷۰ میکرون هستند (شکل ۲-۷ الف، ب). سیالات درگیر اولیه به صورت پراکنده در متن کانی دیده می‌شوند (شکل ۲-۷ ب و د). سیالات درگیر ثانویه و ثانویه کاذب به صورت خطی می‌باشند، با این تفاوت که سیالات درگیر ثانویه کاذب برخلاف نوع ثانویه تا حاشیه بلور ادامه پیدا نمی‌کنند. سیالات درگیر ثانویه به دلیل قرارگیری در محل شکستگی‌ها اغلب تا حاشیه بلور امتداد پیدا می‌کنند (شکل ۲-۷ ج).

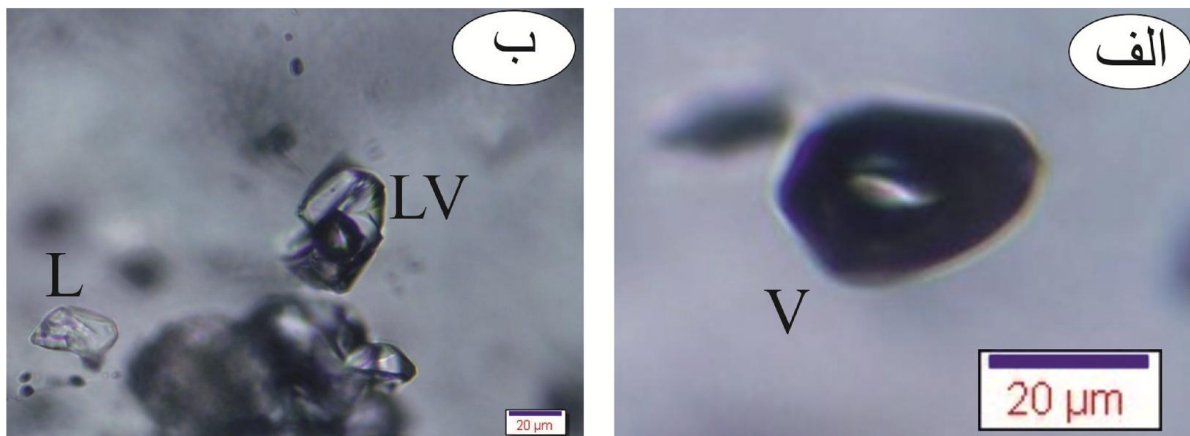
بر اساس محتوای درون سیالات درگیر، این سیالات به ۵ دسته تقسیم می‌شوند که شامل دسته‌های زیر می‌باشند:



شکل ۲-۷ الف- سیالات با اندازه‌های متفاوت (مقیاس ۲۰ میکرون)، ب- سیال سه فازی با اندازه‌ای نزدیک به ۵۵ میکرون، ج- سیالات ثانویه که به صورت خطی تا حاشیه بلور ادامه دارند، د- دسته‌ای از سیالات ریز (بالا سمت چپ) به همراه یک سیال دوفازی (بالا سمت راست) و سیال تک فازی L (پایین سمت چپ) از بلور کلسیت

الف: تک فاز گاز V (Vapor)، (شکل ۳-۷ الف)

ب: تک فاز مایع L (Liquid)، (شکل ۳-۷ ب)



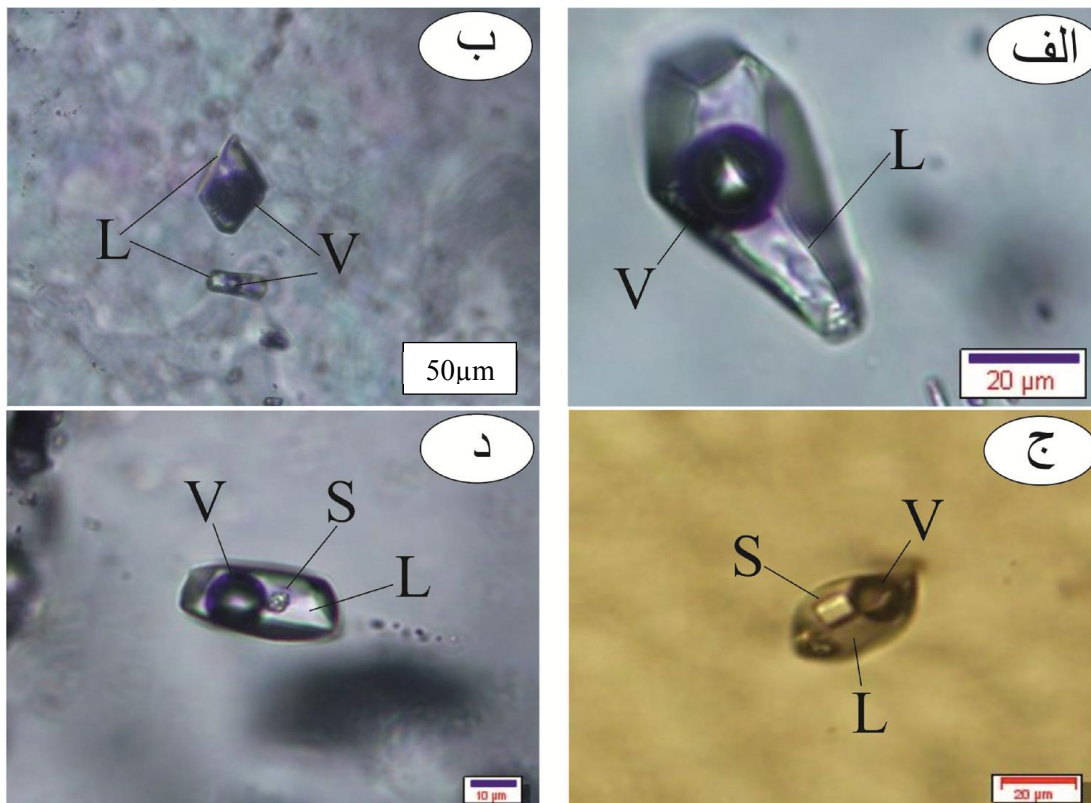
شکل ۳-۷ الف سیال تک فازی (V)، ب- سیال تک فازی (L) در پایین سمت چپ عکس به همراه سیال دوفازی

(LV).

ج: دوفازی مایع- گاز L+V (Liquid rich)، (شکل ۴-۷ الف)

د: دوفازی گاز- مایع V+L (Vapor rich) (شکل ۴-۷ ب)

ه: سه فاز گاز- مایع- جامد L+V+S (شکل ۴-۷ ج، د)



شکل ۴-۷ الف- سیال دو فاز (LV)، ب- سیال دو فاز (VL) در بالا و دو فاز (LV) در پایین، ج- سه فاز شامل

فاز گازی (V) آبگین (L) و کانی‌هالیت (S)، د- سیال سه فاز با فاز جامد نوزاد

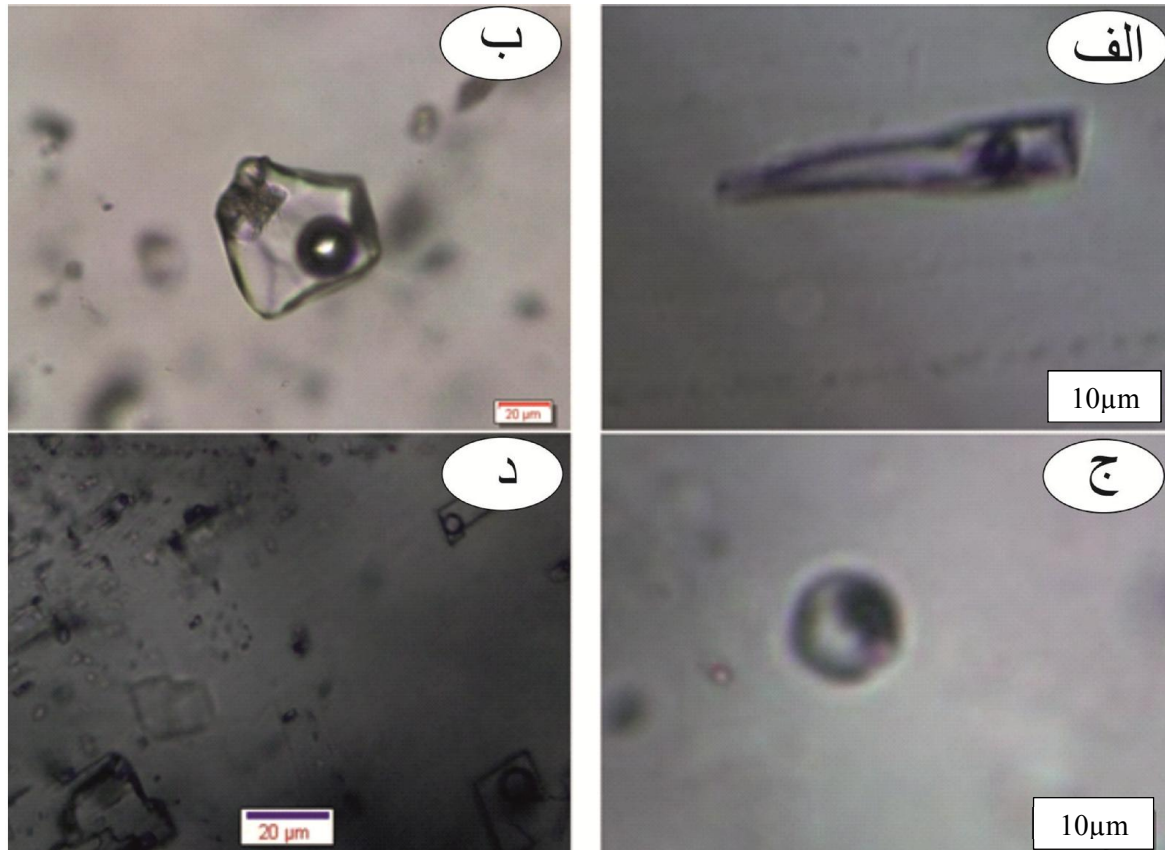
از نظر شکل، سیالات درگیر بسیار متفاوت بوده در کانسار ورتاوه سیالات از لحاظ شکل ظاهری

(مورفولوژیکی)، به ترتیب فراوانی به صورت زیر تقسیم‌بندی می‌شوند:

۱- سیالات درگیر کشیده و باریک، ۲- سیالات دارای شکل نامنظم، ۳- سیالات درگیر کروی

(شکل ۵-۷ الف، ب، ج)

البته برخی سیالات از نظر شکل تابع ساختمان بلوری کانی میزبان می‌باشند مثلاً برخی سیالات درگیر در کانی کلسیت از ساختمان کلسیت تبعیت کرده‌اند (شکل ۷-۵ د).



شکل ۷-۵ الف- سیال دوفازی به شکل کشیده، ب- سیال سه فازی نیمه شکل‌دار، ج- سیال کروی شکل د- سیالات درگیر کانی کلسیت که از ساختمان کلسیت تبعیت می‌کنند.

#### ۷-۴ - میکروترمومتری سیالات درگیر

بررسی میکروترمومتری عبارت است از مطالعه غیر مخرب مقطع مورد نظر برای تعیین دمای ذوب اولیه (Tm1-Ice)، دمای نهایی ذوب قطعهٔ یخ (Tm2-Ice)، دمای همگن شدن<sup>۱</sup>، میزان شوری و ترکیب سیالاتی که کانی میزبان از آن‌ها ساخته شده است، که توسط عملیات سرد کردن<sup>۲</sup> و گرم کردن<sup>۳</sup> انجام می‌پذیرد. هدف از سرد کردن و منجمد کردن سیال درگیر، پی بردن به میزان املاح یا

1 - Homogenization temperature  
2 - Freezing  
3 - Heating

اصطلاحاً درجه شوری محلول می‌باشد. جهت انجام این عملیات، ابتدا سیال درگیر را تا دمای ۱۱۰- درجه سانتی‌گراد سرد می‌کنیم تا سیال کاملاً منجمد شود. سپس با یک روند آهسته، حرارت دمای اتاق حاوی نمونه را افزایش می‌دهیم. پس از مدتی، سیال از حالت جامد خارج شده و یخ شروع به ذوب شدن می‌نماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر، اولین دمای ذوبی که در آن یخ به آب تبدیل می‌شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود و مقدار آن با نوع کاتیون‌های حل شده در مایع ارتباط دارد. با ادامه گرم کردن، بلورهای یخ بیشتر ذوب می‌شوند تا جایی که آخرین بلور یخ نیز از بین برود. دمائی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی یخ (Tmice) اطلاق می‌شود. برحسب این دما، میزان شوری سیال بدست می‌آید. تعیین میزان شوری برای دماهای ذوب یخ بالاتر از  $21^{\circ}\text{C}$ - به‌طور مستقیم با استفاده از نمودارها و جداولی که توسط بودنار<sup>۱</sup> (۲۰۰۳) ارائه شده است، قابل اندازه‌گیری است.

هدف از حرارت دادن سیالات درگیر، همگن کردن فازهای تشکیل‌دهنده یک سیال درگیر می‌باشد. دمای همگن شدن، یعنی دمایی که تمامی فازهای جامد و مایع نمونه به‌صورت محلولی همگن درآید. این دما معرف حداقل درجه حرارت تشکیل کانسار خواهد بود. در انجام این بخش از مطالعات، اندازه‌گیری‌ها توسط سیستم لینکام<sup>۲</sup> مدل HFS با کنترل کننده حرارتی TMS ۹۲ ساخت کشور، آلمان انجام شده است. مطالعات پتروگرافی میانبارها با بزرگنمایی‌های ۵۰۰، ۶۲۵ و ۸۰۰ انجام گرفته است.

### ۷-۵- کوارتز

تعداد ۱۸ سیال درگیر اولیه دوفازی در اندازه‌های متفاوت از رگه کوارتزی مرتبط با کانه‌زایی، مطالعه شده است (جدول ۷-۱). این سیالات به‌صورت دوفازی بوده یا به عبارت دیگر متشکل از مایع آبگین و حباب بخار هستند، حباب بخار حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم میانبار را اشغال کرده است در واقع

1 -Bodnar

2 -Linkam

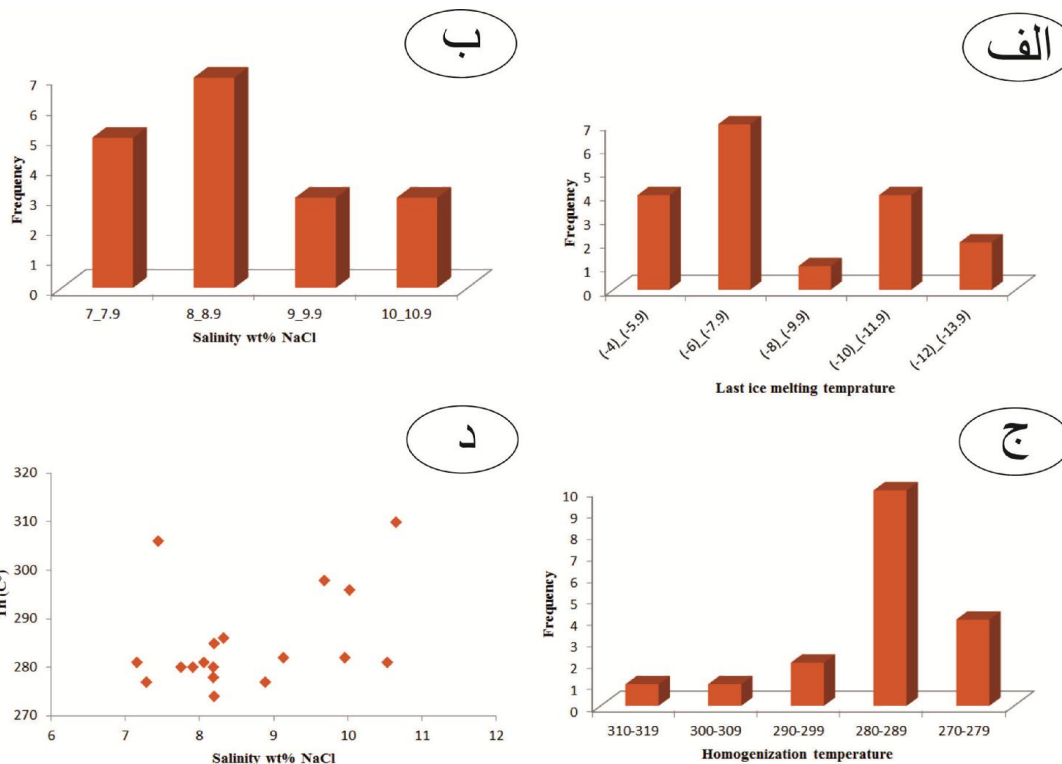
درجه پرشدگی این نوع از میانبارها در حدود ۷۰ الی ۸۰ درصد است. این میانبارها نسبت به انواع دیگر فراوان تر بوده و به اشکال بلور منفی (به تبعیت از کانی میزبان) و کشیده مشاهده می شوند.

جدول (۱-۷) جدول داده‌های مطالعه سیالات درگیر بر روی کانی کوارتز

n	Size(μm)	Type	Te (°C)	Tmice (°C)	Tmhh (°C)	wt% NaCl	wt% CaCl <sub>2</sub>	Thv-l (°C)
1	12	LV	-45	-8.8	-21.2	12.70	0.03	268
2	8	LV	-45	-8.5	-25.4	6.84	5.67	289
3	8	LV	-45	-10	-21.2	13.95	0.04	275
4	15	LV	-45	-13.8	-22.5	14.36	3.04	240
5	12	LV	-52	-8	-21.6	11.15	0.70	255
6	12	LV	-52	-7.1	-22	9.61	1.22	231
7	20	LV	-52	-11.8	-25.5	8.43	7.20	220
8	15	LV	-45	-12	-29	5.40	10.38	228
9	20	LV	-45	-11	-26.5	7.04	7.89	260
10	12	LV	-45	-10.5	-21.2	14.45	0.04	249
11	8	LV	-45	-8.8	-26.4	6.13	6.71	150
12	15	LV	-45	-8	-21.6	11.15	0.70	197
13	8	LV	-45	-11	-22	13.28	1.68	154
14	8	LV	-41	-14.2	-22	15.78	2.00	153
15	8	LV	-41	-12	-24.6	9.66	6.15	154

دمای ذوب اولیه در اکثر سیالات اندازه‌گیری شده از حدود ۵۲- تا ۴۱- درجه سانتی‌گراد در تغییر می‌باشد. دمای ذوب نهایی (Tmice (°C)) این سیالات از حدود ۴/۹- تا ۱۲- در حال تغییر می‌باشد. از نظر فراوانی بیشترین تعداد آن‌ها در محدوده ۶- تا ۸- درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (شکل ۶-۷ الف). شوری سیالات دوفازی مربوط به کوارتز غالباً در محدوده بین ۷/۱ wt%NaCl تا ۱۰/۶ قرار دارد و از نظر آماری بیشترین تعداد مربوط به درجات شوری ۸ wt%NaCl تا ۹ است (شکل ۶-۷ ب). دمای همگن شدن (Thv-l) سیالات مطالعه شده در محدوده ۲۷۴ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که بیشترین تعداد آن‌ها از نظر آماری مربوط به دمای ۲۸۰ تا ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۶-۷ ج). در زیر رابطه بین دمای همگن شدن به شوری نمایش داده شده است (شکل ۶-۷ د).

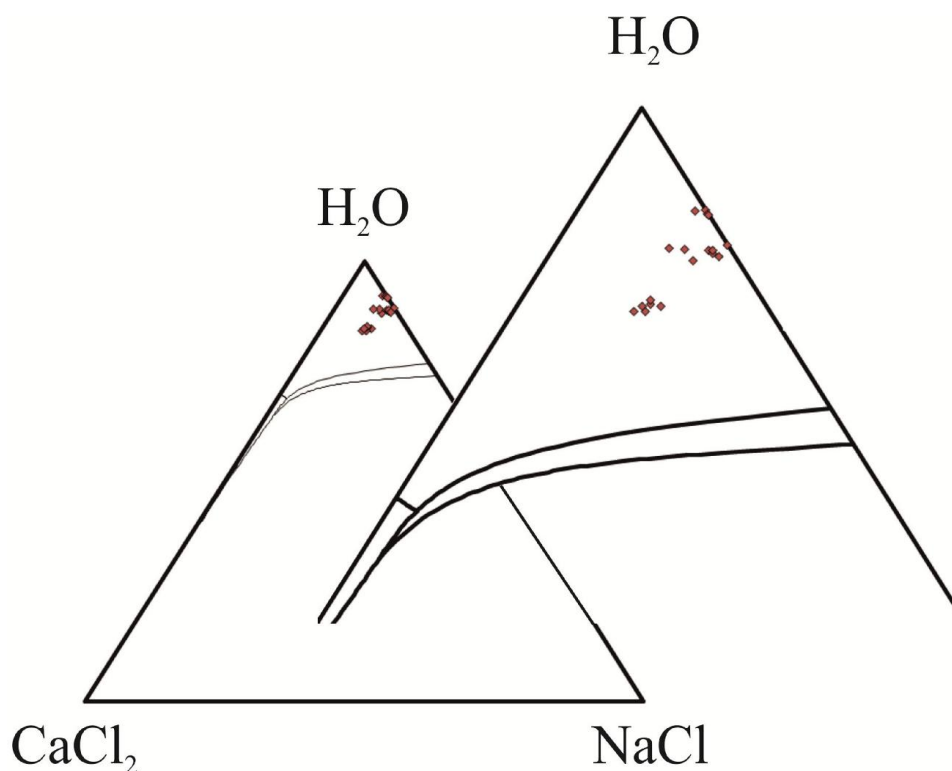




شکل ۶-۷ الف- نمودار فراوانی آخرین نقطه ذوب یخ، ب- نمودار فراوانی شوری سیالات، ج- نمودار فراوانی دمای همگن شدن، د- نسبت دمای همگن شدن به شوری برای کانی کوارتز

در سیالات دوفازی، با سرد کردن سیال درگیر، حباب گازی ناپدید می‌شود و مایع داخل یخ می‌بندد و تمام فضا را اشغال می‌کند. سپس برای پیدا کردن دمای ذوب اولیه و نهایی، حرارت را افزایش می‌دهند. دمایی که یخ شروع به ذوب می‌کند عنوان دمای ذوب اولیه یا درجه شروع ذوب ثبت می‌گردد. با استفاده از این دما ترکیب اولیه مایع مشخص می‌شود. با افزایش دما، درجه ذوب نهایی یخ یا درجه حرارت ذوب کامل بدست می‌آید که با استفاده از این دما، می‌توان میزان شوری مایع را بدست آورد.

با رسم داده‌ها در نمودار سه تایی  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  مشخص می‌شود که نمونه‌ها دارای شوری پایین بوده و بیشتر در محدوده رأس  $H_2O$  قرار می‌گیرند داده‌ها در نمودار سه تایی نزدیک به رأس  $H_2O$  و بر روی یا نزدیک به دو آستانه  $H_2O-NaCl$  واقع می‌شود (شکل ۷-۷).



شکل ۷-۷) موقعیت داده‌های گرمایش و سرمایش برای کانی کوارتز، موقعیت نمونه‌ها گویای میزان شوری و ترکیب سیال است.

### ۷-۶- کلسیت

برای نمونه کلسیت تنها از سیالات اولیه و دوفازی استفاده شده است داده‌های این اندازه‌گیری‌ها در ادامه آمده است (جدول ۷-۲). مطالعات سرمایش و گرمایش بر روی سیالات بین ۸ تا ۱۲ میکرون انجام شده است. طی این اندازه‌گیری‌ها دمای ذوب اولیه یخ (Te) در سیالات درگیر در کانی کلسیت، بین ۴۱- تا ۵۲- درجه سانتی‌گراد است، که این دما بیانگر وجود محلول‌هایی از جمله  $\text{CaCl}_2$  به همراه  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{+2}$  و  $\text{Na}^+$  در آن‌ها می‌باشد (شفرد و همکاران، ۱۹۸۵؛ داویس و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۰). دمای آخرین نقطه ذوب یخ (Tmice) بین ۷/۱- تا ۱۴/۲- است که بیشترین فراوانی را در محدوده ۷- تا ۸/۹- نشان می‌دهد (شکل ۷-۸ الف). شوری سیالات بین ۵/۴ تا ۱۵/۷ wt% NaCl در تغییر است و بیشتر فراوانی شوری در محدوده ۱۱ تا ۱۳/۹ wt% NaCl دیده می‌شود (شکل ۷-۸ ب). در طی

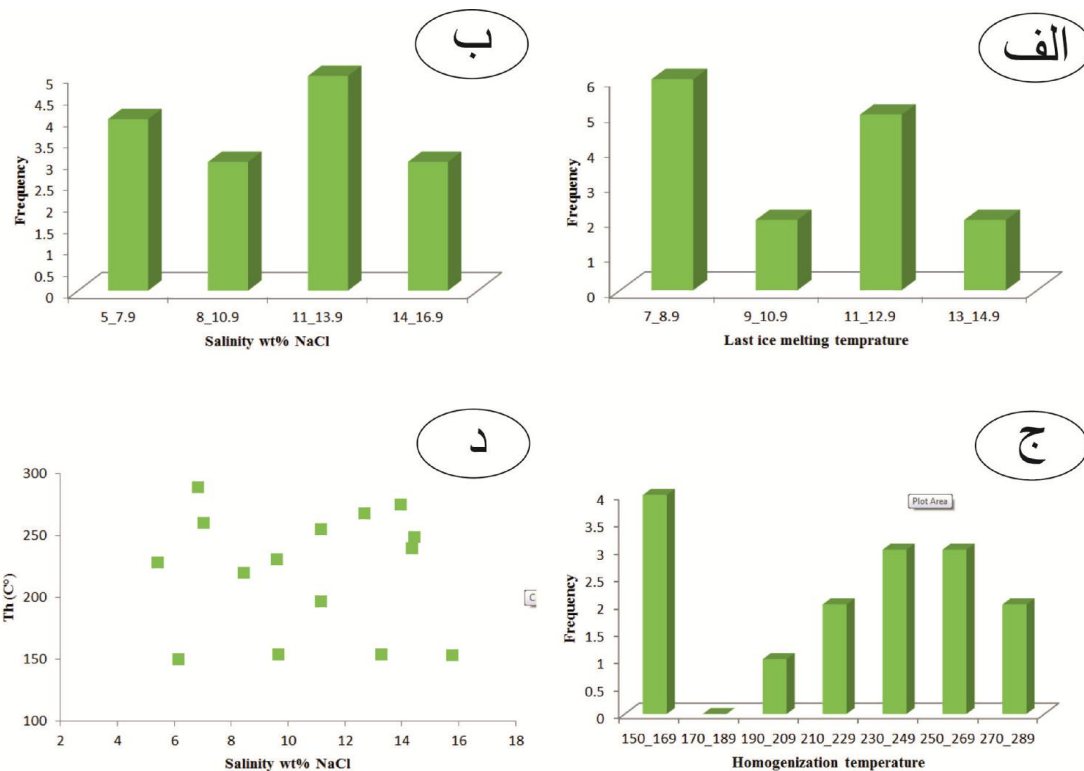
1-Davis et al

## فصل هفتم – مطالعه سیالات درگیر

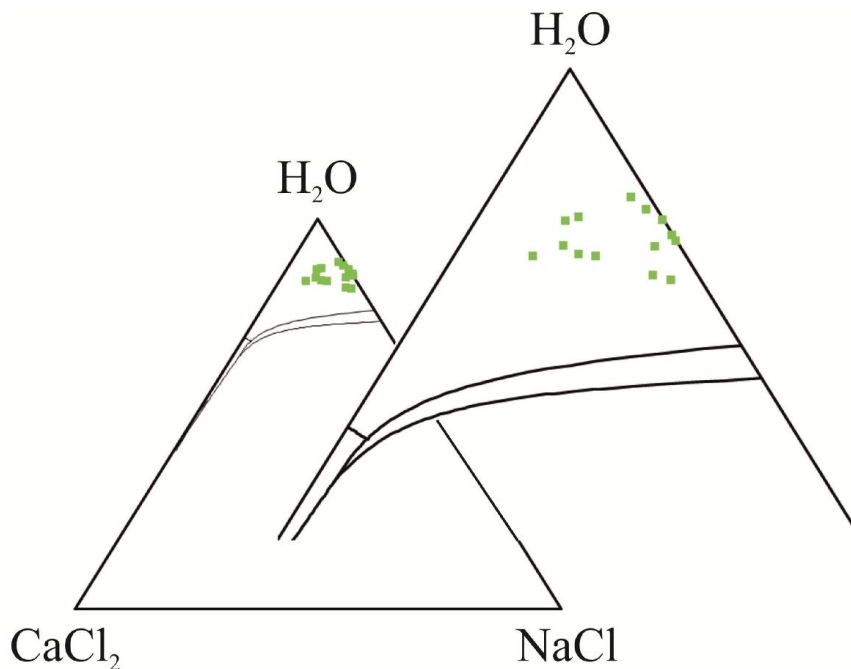
جدول (۷-۲) داده‌های مطالعات سرمایش و گرمایش بر روی کانی کلسیت

n	Size( $\mu\text{m}$ )	Type	Te ( $^{\circ}\text{C}$ )	Tmice ( $^{\circ}\text{C}$ )	Tmhh ( $^{\circ}\text{C}$ )	wt% NaCl	wt% CaCl <sub>2</sub>	Thv-l ( $^{\circ}\text{C}$ )
1	14	LV	-52	-11.5	-25.00	8.89	6.48711	277
2	12	LV	-52	-11.3	-25.50	8.20	6.99736	274
3	16	LV	-45	-12	-25.80	8.18	7.61515	280
4	8	LV	-41	-12	-26.50	7.44	8.34652	306
5	15	LV	-41	-11	-25.50	8.05	6.87493	281
6	7	LV	-41	-11.5	-26.00	7.75	7.62185	280
7	12	LV	-45	-8	-23.00	9.13	2.76271	282
8	12	LV	-41	-7.2	-23.20	8.20	2.79222	285
9	26	LV	-45	-7.3	-22.10	9.68	1.38465	298
10	20	LV	-52	-7.5	-22.00	10.03	1.26862	296
11	12	LV	-47	-7.1	-24.10	7.16	3.75457	281
12	8	LV	-52	-7	-21.20	10.64	0.02829	310
13	20	LV	-45	-7.3	-21.90	9.96	1.09796	282
14	10	LV	-45	-7.7	-21.80	10.53	0.9917	281
15	26	LV	-45	-4.9	-21.80	7.28	0.68621	277
16	16	LV	-45	-4.9	-21.20	7.91	0.02103	280
17	12	LV	-45	-5.1	-21.20	8.19	0.02177	278
18	20	LV	-45	-5.2	-21.20	8.33	0.02213	286

اندازه‌گیری‌های انجام شده دما همگن شدن بین ۱۵۰ تا ۲۸۹ ثبت شد که فراوانی دمای همگن شدن در محدوده ۱۵۰ تا ۱۶۹ بیشتر است (شکل ۷-۸ ج). نمودار دمای همگن شدن به شوری جهت بررسی رابطه دما و شوری سیالات رسم شده است (شکل ۷-۸ د). با ترسیم میزان شوری در مقابل دمای همگن شدن و با استفاده از مطالعات نمودار سه تایی H<sub>2</sub>O- NaCl- CaCl<sub>2</sub> برای سیالات درگیر کانی کلسیت گویای میزان شوری پایین و قرار گرفتن ترکیب سیال در محدوده بین آستانه‌های H<sub>2</sub>O- NaCl و نزدیک به آستانه H<sub>2</sub>O است (شکل ۷-۹). این داده‌ها با داده‌های نمونه کوارتز مطابقت داشته و گویای این است که احتمالاً، تشکیل هر دو کانی از یک سیال و یک ترکیب رخ داده است.



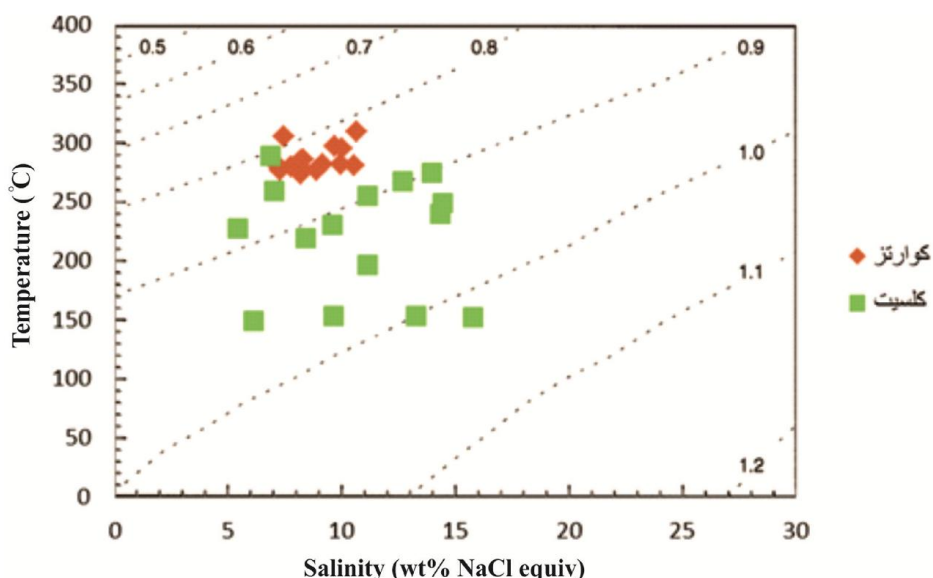
شکل ۷-۸ الف- نمودار فراوانی آخرین نقطه ذوب یخ، ب- نمودار فراوانی شوری سیالات، ج- نمودار فراوانی دمای همگن شدن، د- نسبت دمای همگن شدن به شوری برای کانی کلسیت.



شکل ۷-۹ نمودار سه تایی  $H_2O$ - $NaCl$ - $CaCl_2$  برای کانی کلسیت

## ۷-۷ - چگالی سیال

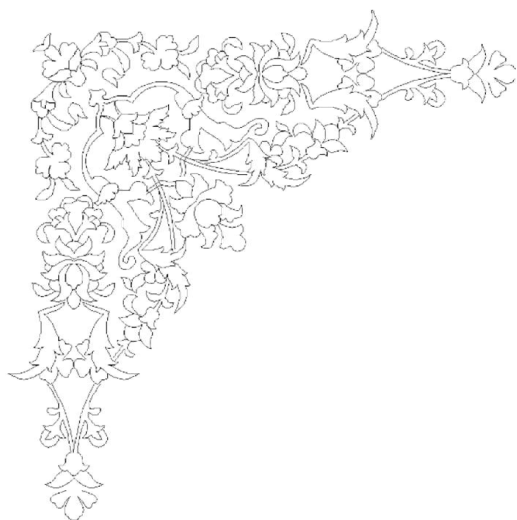
با رسم داده‌های دمای همگن شدن در برابر شوری، صرف‌نظر از شرایط به دام افتادن سیال می‌توان چگالی سیال را محاسبه کرد. تغییرات چگالی نکات مهمی در رابطه با فرآیندهای تکامل و تغییرات شوری و دمای سیال سیستم نشان می‌دهد (ویلکینسون، ۲۰۰۱). یکی از نمودارهای مفید در این رابطه نمودار رایج دمای همگن شدن به شوری سیال است، که همراه با منحنی‌های چگالی سیال می‌باشد (شکل ۷-۱۰). این نمودار نشان‌دهنده چگالی تقریبی ۰/۸۵ گرم بر متر مکعب برای سیال تشکیل دهنده کانی کوارتز و چگالی ۰/۹۳ گرم بر متر مکعب برای سیال تشکیل دهنده کانی کلسیت است.



شکل ۷-۱۰) نمودار دمای همگن شدن به شوری همراه با منحنی‌های تعیین چگالی (ویلکینسون، ۲۰۰۱)







# فصل هشتم

بحث، نتیجه‌گیری و

پیشنهادهای اکتشافی



## ۸-۱- مقدمه

در این فصل با تکیه بر داده‌های حاصل از مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و میکروسکوپی، آنالیزهای ژئوشیمیایی و مطالعات دفتری صورت گرفته، سعی بر این است تا با جمع‌بندی داده‌ها به چگونگی پیدایش کانسار ورتاوه پرداخته شود و برای تأیید نتیجه‌گیری‌ها؛ نتایج حاصل از کارهای انجام‌شده در این تحقیق با داده‌های کانسارهای مشابه در ایران و جهان مقایسه گردیده است.

در ابتدا نتایج مهم مطرح شده در فصل‌های قبل، شامل پتروگرافی، داده‌های تجزیه آزمایشگاهی و مطالعه سیالات درگیر آورده شده، سپس موارد ذکرشده با نتایج کارهای انجام‌شده مشابه در ایران و جهان مقایسه می‌شود. در پایان با توجه به این مطالعات کلیدی اکتشافی ارائه گردیده است.

## ۸-۲- محیط زمین‌ساختی

منطقه مورد مطالعه از نظر قرارگیری در پهنه‌های ساختاری ایران، در کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است (شکل ۶-۶). در مورد پیدایش این کمان ماگمایی نظریات مختلفی ارائه شده است اکثر محققین همانند Pourhosseini, F., (1981), Alavi (1994), Nowroozi, A., (1971), Moeine (1985) و Vaziri (1985) فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و برخورد دو بلوک ایران و عربستان را عامل تکوین کمان ماگمایی ارومیه - دختر دانسته‌اند.

## ۸-۳- ساخت و بافت

بر اساس کیوبانو و کوک<sup>۱</sup> (۲۰۰۴) بافت‌های اسکارنی می‌توانند ما را در فهم تکامل سیستم اسکارنی یاری دهند. برای مثال کانی‌های دیرگداز مانند گارنت، مگنتیت و تا حدودی پیریت، به آسانی رخدادهای مرتبط با چند حادثه هم‌پوشان را در خود حفظ می‌کنند.

---

1 - Ciobanu and Cook

ماده معدنی در کانسار ورتاوه با ساخت‌های توده‌ای، عدسی، برشی، استوک ورکی، و رگه‌ای همراه است. بنابر نظر ری<sup>۱</sup> (۱۹۹۶)، بورت<sup>۲</sup> (۱۹۷۷)، سنگستر<sup>۳</sup> (۱۹۶۹)، در اسکارن‌های آهن کلسیمی و منیزی، مگنتیت اولیه به‌طور هم‌رشد با گارنت و یا توسط این کانی قطع می‌شود. بر اساس نظر رامدور (۱۹۸۰)، کریگ و واقان (۱۹۸۱) بافت‌های مشاهده شده و نحوه رشد آن‌ها با کانی‌های گانگ از مشخصه‌های کانسارهای اسکارنی است.

مطالعات میکروسکوپی بافت‌های متفاوتی از جمله توده‌ای، برشی، کلورمی، رگه‌ای و دانه پراکنده را تأیید می‌کنند.

#### ۸-۴ - کانی‌شناسی

مطالعات میکروسکوپی گویای وجود کانی‌هایی مانند گارنت، پیروکسن، اپیدوت، کلریت، آپاتیت، ولاستونیت، کوارتز و کلسیت است که همه در محیط اسکارنی تشکیل می‌شوند. فراوانی ولاستونیت و آپاتیت در کانسار ورتاوه بسیار پایین است اما گارنت‌زایی در منطقه گسترش فراوانی دارد.

هر سه پیکره معدنی A1, A2, A3 از نظر کانی‌شناسی، ساخت و بافت شباهت‌های بسیاری با یکدیگر دارند. در پیکره A1، کانه اصلی مگنتیت است که به همراه هماتیت، پیریت و کالکوپیریت کانه‌های اصلی را تشکیل می‌دهند. سرسیت، هیدروکسیدهای آهن و مالاکیت از جمله دیگر کانی‌های این پیکره هستند. نمونه دستی ماده معدنی سیاه‌رنگ است، اما نمونه‌های برشی و رگه‌ای بر حسب میزان ماده معدنی و دگرسانی رنگ سبز متمایل به خاکستری تا قرمز و قهوه‌ای نشان از خود نشان می‌دهند. در پیکره A2، کانسنگ را عمدتاً مگنتیت به همراه هماتیت (اولیژیست) تشکیل می‌دهد. میزان هماتیت این پیکره نسبت به پیکره‌های دیگر بیشتر است. کانه‌های اکسیدی آهن همراه با کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های باطله دیده می‌شوند.

---

1 - Ray  
2 - Burt  
3 - Sangster

مگنتیت کانه اصلی در پیکره A3 است که با کانه‌های هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، هیدروکسیدهای آهن، مالاکیت و اکسید منگنز قابل مشاهده است. اکسیدهای منگنز تنها در این پیکره و به صورت نرم و پودری مشاهده شد. کانی‌های باطله در این پیکره مشابه دیگر پیکره‌ها است.

کانه‌زایی اولیه آهن به دو صورت دو ظرفیتی در غالب کانی مگنتیت و کانه‌زایی آهن سه‌ظرفیتی در غالب کانی اولیژیست، صورت گرفته است. مقاطع نشان‌دهنده تشکیل اولیژیست در حفرات و رگه‌های موجود در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی هستند که این امر خود گویای تشکیل مگنتیت در فاز نخستین است.

میزان کانه سولفیدی پیریت و کالکوپیریت در کانسار ورتاوه قابل توجه است. کانه‌زایی سولفید به صورت‌های دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای و فضا پرکن دیده می‌شود. بر پایه مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی میزان سولفید در کانسار در حدی که از ارزش کانسنگ بکاهد و به عنوان عامل منفی قلمداد شود نیست.

به طور کلی کانسنگ معدنی را مگنتیت و هماتیت تشکیل داده و اپیدوت، کلریت، گارنت، پیروکسن، ولاستونیت، آپاتیت، کلسیت و کوارتز کانی‌های باطله همراه ماده معدنی هستند.

بر اساس شیمازاکی<sup>1</sup> (۱۹۸۰) و مینرت (۱۹۹۸)، کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند همراه توده‌های گرانیتوئیدی نوع مگنتیتی و آن‌هایی که فقیر از اپیدوت هستند همراه با گرانیتوئیدهای سری ایلمنیتی هستند. وجود میزان بالای اپیدوت در کانسار ورتاوه، نشانگر تشکیل از یک ماگمای مگنتیتی و اکسیدان است.

---

1 - Shimazaki

## ۸-۵- دگرسانی

بر اساس مطالعات انجام شده، اپیدوتی شدن، کلریتی شدن، سیلیسی شدن، آرژلیتی شدن، سرسیتی و هماتی شدن از جمله دگرسانی‌هایی هستند که در کانسار ورتاوه مشاهده شده‌اند. برخی از این دگرسانی‌ها در مقیاس نمونه دستی یا میکروسکوپی قابل مشاهده است و در مقیاس صحرایی به خوبی قابل مشاهده نیست.

## ۸-۶- ژئوشیمی

تغییرات عنصری در هر سه پیکره معدنی کانسار ورتاوه مشابه بوده و نشان دهنده ارتباط تنگاتنگ این پیکره‌ها است.

بر اساس کاکس و سینگر<sup>۱</sup> (۱۹۸۶) مینرت (۱۹۸۴) اینودی (۱۹۸۱) وجود کبالت از مشخصات بارز اسکارن‌های آهن کلسیمی گزارش شده است. این موضوع کانسارهای آهن اسکارنی را از بقیه اسکارن‌ها جدا می‌کند. میزان کبالت در نمونه‌های ماده معدنی در کانسار ورتاوه به‌طور متوسط ۵۰ ppm است که خود می‌تواند گویای یک اسکارن کلسیمی باشد.

بر مبنای گریگوری و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۹۰) و کاکس و سینگر (۱۹۸۶) حضور مقادیر قابل ملاحظه مس و نیکل در اسکارن‌های آهن نوع کلسیمی گزارش شده است. میزان مس به‌طور متوسط برای پیکره‌ها A1، A2، A3 به ترتیب برابر ۱۱/۲، ۶/۵۲ و ۱۰۰۶/۶۷ (ppm) است. میزان بالای مس و طلا در پیکره A3 را می‌تواند به بالا بودن کانه‌زایی کالکوپیریت همراه با مگنتیت در بخشی از این پیکره دانست که بر میزان مس این پیکره به صورت ناهمخوان با پیکره‌های دیگر افزوده است. برای تعیین میانگین صحیح مس در این پیکره، بهتر است اقدام به برداشت نمونه‌هایی شود که معرف میانگین عناصر پیکره A3 باشد. میزان بالای طلا (۰/۱۷ ppm) در پیکره A3 نسبت به بقیه نقاط (۰/۰۱ ppm)

---

1 - Cox and Singer

2 - Grigoryev et al.

و ۰/۰۵) دارای ناهنجاری مثبت طلا است که احتمالاً در ارتباط با فراوانی کانی کالکوپیریت در نمونه آنالیزی از این پیکره است و می‌توان در این مرحله از تحقیق، داده‌های آن را کم اهمیت دانست اما بهتر است با برداشت تعدادی بیشتری نمونه و استفاده از روش‌های میانگین‌گیری دید صحیح‌تری نسبت به عناصر این پیکره بدست آورد.

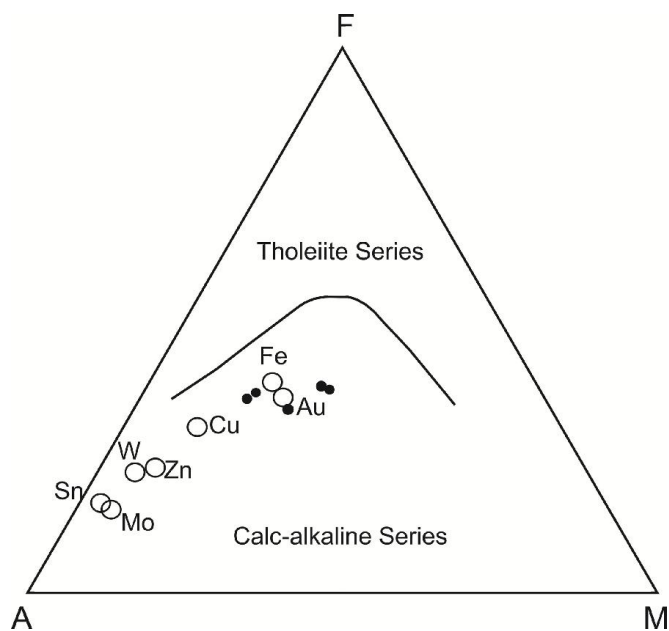
### ۸-۷ - نقش توده نفوذی در کانه‌زایی

بر اساس نیوبرری (۱۹۹۰)، مینرت و همکاران (۱۹۹۰) و مینرت (۱۹۹۵، ۱۹۹۲، ۱۹۸۴) توده‌های نفوذی نقش مهمی را در تشکیل اسکارن و تأمین ماده معدنی برای کانسارهای اسکارنی ایفا می‌کنند. بر اساس این تحقیقات هر توده نفوذی متناسب با ترکیب شیمیایی خود کانه‌زایی و اسکارن‌زایی را سبب می‌شود. با توجه به مطالب فوق و مطالعات صورت گرفته بر روی توده نفوذی، تناسب بسیار خوبی بین نوع و ترکیب توده نفوذی و کانه‌زایی رخ داده در کانسار ورتاوه وجود دارد (شکل ۶-۱۴).

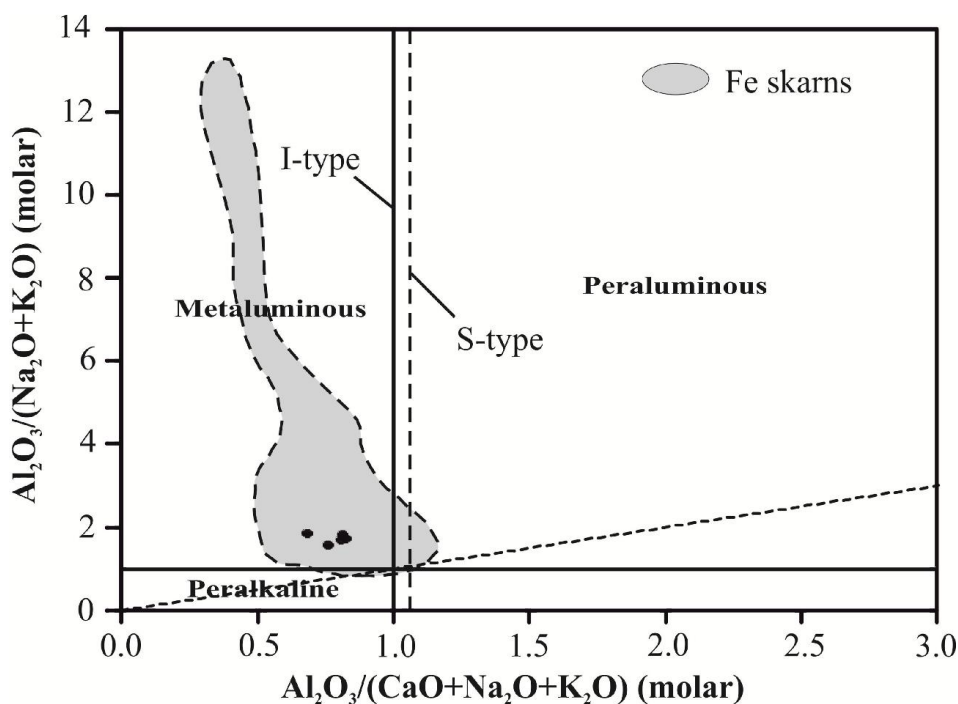
از نظر عناصر اصلی، پلوتون‌های همراه با کانسارهای اسکارنی، از نوع کالک آلکالن هستند. هرچند که کانسارهای اسکارنی همراه با توده‌های تولییتی و آلکالن نیز یافت می‌شوند، اما این اسکارن‌ها با کانه‌زایی خاصی همراه نیستند (مینرت، ۱۹۹۵). همچنین بر اساس مطالعات مینرت (۱۹۹۵) و با استفاده از نمودار AFM، می‌توان نوع کانه‌زایی از توده نفوذی در کانسارهای اسکارن را تعیین نمود. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی بر روی توده نفوذی، این توده از نوع کالک آلکالن بوده و با کانه‌زایی رخ داده در کانسار متناسب است (شکل ۸-۱).

بر اساس درجه اشباع شدگی از آلومین نیز داده‌های ژئوشیمیایی کانسار ورتاوه در محدوده کانسارهای اسکارن و در نزدیکی محدوده اسکارن‌های آهن جای می‌گیرند (شکل ۸-۲).

با توجه به الگوی عناصر نادرخاکی، تهی شدگی Eu در توده نفوذی و غنی‌شدگی آن در ماده معدنی و سنگ میزبان و همخوانی مناسب بین الگوهای REE ماده معدنی با سنگ دربرگیرنده می‌توان نتیجه گرفت که منشأ سیال کانه‌ساز و فلز از توده نفوذی بوده است. (شکل ۶-۱۳).



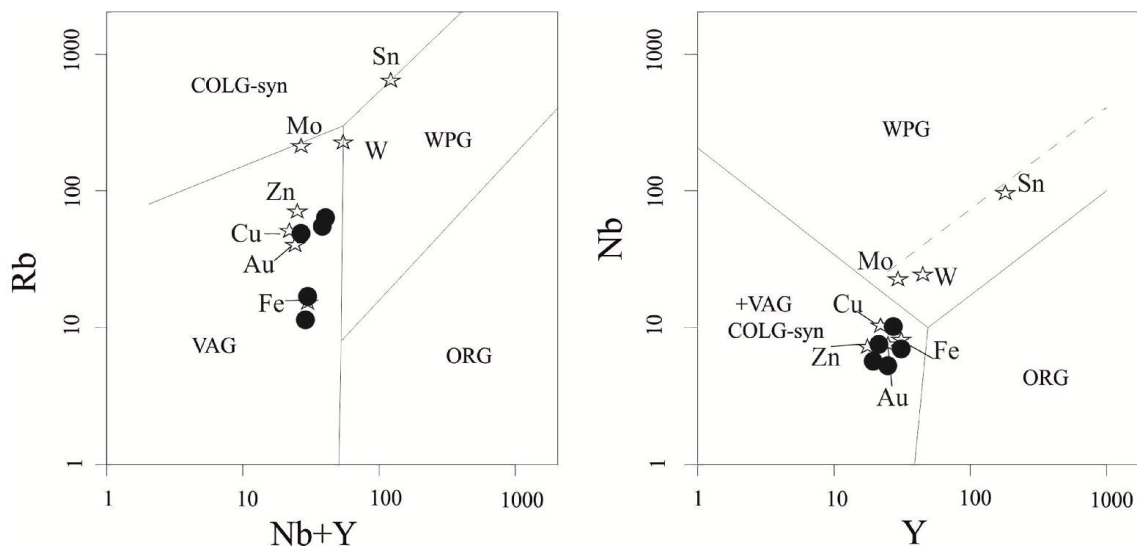
شکل ۸-۱) موقعیت داده‌های کانسار ورتاوه بر روی نمودار AFM (ایروین و بارگار، ۱۹۸۱) برای تعیین سری ماگمایی و تعیین نوع کانسار اسکارنی (موقعیت انواع اسکارن ها از مینرت، ۱۹۹۵)



شکل ۸-۲) نمودار A/KN در مقابل A/CNK نمودار از مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹ و محدوده و موقعیت اسکارن ها از مینرت، ۱۹۹۵)



ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه با خصوصیات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی گرانیتوئیدهای مربوط به فرورانش و تصادم قاره‌ای (VAG) منطبق است (شکل ۸-۳).



شکل ۸-۳) موقعیت داده‌های توده نفوذی ورتاوه بر روی نمودار پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، داده‌های انواع اسکارن‌ها از مینرت (۱۹۹۵)

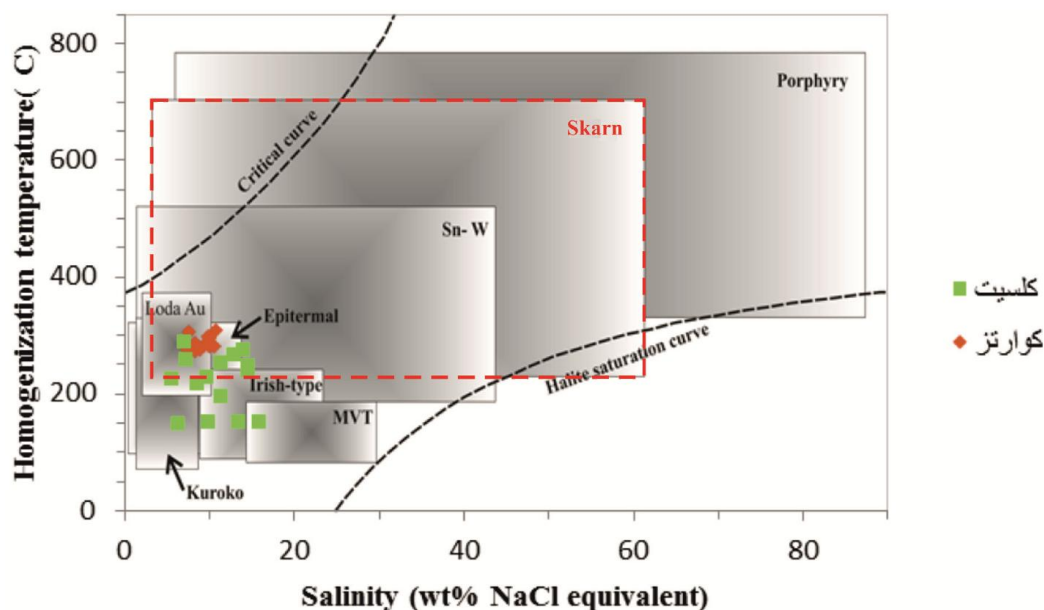
## ۸-۸ - نتایج سیالات درگیر

مطالعات پتروگرافی و میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسار آهن ورتاوه نشان می‌دهد که سیالات درگیر دو فازی (L+V) اولیه که مربوط به بخش برون اسکارن می‌باشند بیانگر درجه شوری برابر  $wt\% NaCl$  ۵/۴۰ تا  $wt\% NaCl$  ۱۵/۷۸ برای کانی کلسیت و درجه شوری  $wt\% NaCl$  ۷/۱۶ تا  $wt\% NaCl$  ۱۰/۶۴ برای کانی کوارتز و متوسط شوری  $wt\% NaCl$  ۹/۵۶ است. نمودار دمای همگن شدن، محدوده بین ۱۵۰ تا ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد برای کانی کلسیت و محدوده‌ای بین ۲۷۴ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد برای کانی کوارتز را نشان می‌دهد.

با استفاده از محدوده دمایی و شوری سیالات درگیر در کانسارهای مختلف که توسط ویلکینسون<sup>۱</sup>

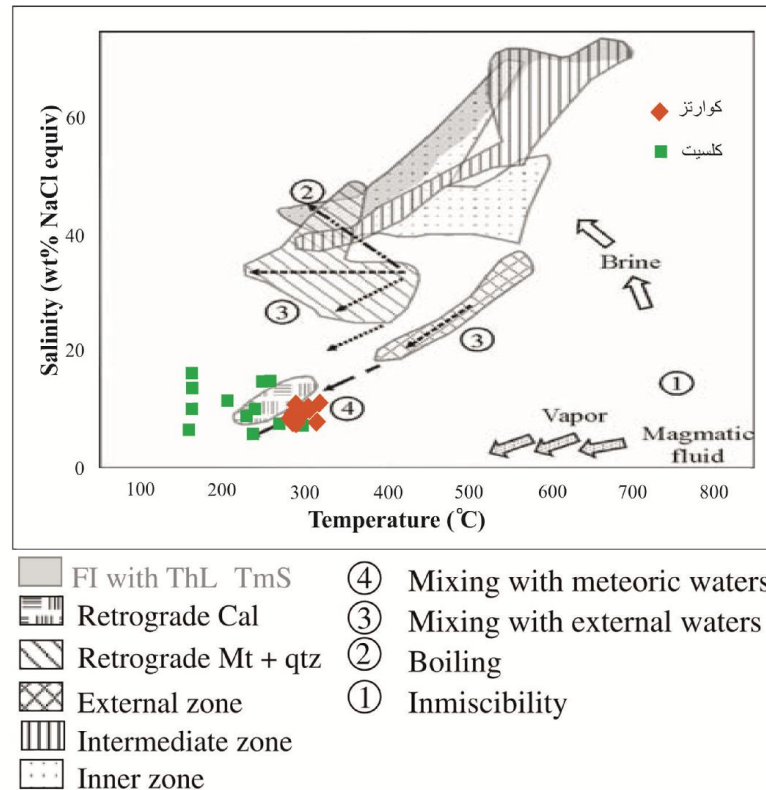
1 - Wilkinson

(۲۰۰۱)، ارائه شده است، نمودار دمای همگن شدن به شوری برای دو کانی کلسیت و کوارتز رسم شده است. داده‌های سیالات درگیر رسم شده در این نمودار تقریباً در محدوده اسکارن رسم می‌شوند (شکل ۸-۴)، اما با توجه به نوع کانی‌های مطالعه شده، محدوده دما و شوری تشکیل آن‌ها و تشکیل این کانی‌ها در مراحل آخر اسکارن‌زایی می‌توان انتظار داشت که کانه‌زایی توسط سیال کانه‌زا با دمای و شوری بالاتری انجام شده است.



شکل ۸-۴) موقعیت داده‌های سرمایش و گرمایش دو کانی کوارتز و کلسیت که نشان‌دهنده قرارگیری این سیالات در محدوده مشخص شده برای کانسارهای اسکارنی است (ویلکینسون، ۲۰۰۱).

با توجه به موقعیت برداشت نمونه‌ها و نوع کانی مطالعه شده، مطالعه پتروگرافی، چگالی سیال و داده‌های مطالعات سرمایش و گرمایش و با توجه به پراکندگی و اختلاف موجود در دما، شوری و چگالی برخی سیالات و با در نظر داشتن این نکته که نمونه‌ها در مراحل پایانی تشکیل کانسار و به طبع آن با پایین آمدن دمای سیال همراه بوده‌اند و کاهش دمای سیال سبب افزایش حرکت سیالات جوی به سمت توده و اختلاط سیال ماگمایی و سیال جوی می‌شود (شکل ۸-۵)، در نتیجه، این اتفاق منجر به تغییرات در میزان شوری و چگالی و تشکیل کانی در دامنه‌ای از دماها و شوری‌ها در هنگام به دام افتادن سیالات شده است.



شکل ۸-۵) مراحل تکامل سیالات گرمابی و موقعیت داده‌های کانسار ورتاوه (پونز و همکاران، ۲۰۰۹)

## ۸-۹ - الگوی تشکیل کانسار آهن ورتاوه

بررسی ویژگی‌های کانسار آهن ورتاوه، با سایر کانسارهای آهن شباهت‌های فراوان این کانسار با کانسارهای آهن نوع اسکارنی را نشان می‌دهد از طرفی اسکارنی‌های آهن را با توجه به ویژگی‌هایشان به سه دسته اسکارنی آهن کلسیمی، اسکارنی آهن منیزیمی و اسکارنی آهن اسکاپولیت-آلبیت تقسیم می‌کنند. بر اساس کاکس (۱۹۸۶)، اختلاف قابل توجهی بین اسکارنی آهن اسکاپولیت-آلبیت و اسکارنی‌های آهن کلسیمی و همچنین اسکارنی‌های آهن منیزیمی وجود دارد. برای مقایسه کانسار ورتاوه با کانسارهای اسکارنی و تعیین نوع آن در جدول ۸-۱ ضمن بیان ویژگی هر سه دسته کانسار اسکارنی؛ کانسار ورتاوه نیز با آن‌ها مقایسه شده است. با توجه به ویژگی‌های ساخت، بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی، پاراژنز کانه‌ها، ژئوشیمی، مطالعات سیالا درگیر و منشأ کانه‌زایی و با توجه به

ویژگی های کانسارهای اسکارن آهن نوع کلسیمی، می توان کانسار آهن ورتاوه را یک «کانسار اسکارن کلسیمی آهن» دانست.

جدول ۸-۱) مقایسه انواع کانسارهای اسکارن با کانسار ورتاوه

ویژگی های اصلی	اسکارن آهن کلسیمی	اسکارن آهن منیزی	اسکارن آهن اسکاپولیت-آلبیت	کانسار آهن ورتاوه
<b>موقعیت تکتونیکی</b>	جزیره قوسی اقیانوسی، حاشیه قاره ای گسسته	حاشیه قاره ای، همزمان با کوهزایی	فرورانش حاشیه قاره	فرورانش حاشیه قاره
<b>ترکیب توده نفوذی</b>	گابرو تا سینیت، عمدتاً دیوریت، بعضاً همراه با دیاباز	گرانودیوریت تا گرانیت	گابرو و دیوریت	دیوریت- کوارتز دیوریت
<b>کانه ها</b>	مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، کبالتیت، اسفالریت، آرسنوپیریت، گالن، مولیبدنیت، بورنیت، پیروتیت	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، بورنیت، مولیبدنیت، پیروتیت، آرسنوپیریت	مگنتیت، هماتیت، پیریت، اسفالریت، کالکوپیریت، پیروتیت، آرسنوپیریت	مگنتیت، هماتیت، اولیژیست، پیریت، کالکوپیریت
<b>دگرسانی</b>	درون اسکارن به طور گسترده که با آلبیت، ارتوکلاز، اپیدوت، کوارتز و اسکاپولیت در پلوتون ها و سنگ های آتشفشانی مشخص می شود.	درون اسکارن؛ به طور فرعی، پروپیلیتیک	دگرسانی گسترده اسکاپولیت - آلبیت و نیز اپیدوت در حاشیه توده و در مرز آن با سنگ های رسوبی - آتشفشانی	دگرسانی اپیدوتی، کلریتی، سریسیتی، آرژلیتی

ادامه جدول ۸-۱

گارت، اپیدوت، کلریت، ولاستونیت، پیروکسن	اسکاپولیت، آلبیت، کلریت، زئولیت، اکتینولیت، اپیدوت، آپاتیت، پرهنیت، اسفن	فورستریت، دیوپسید آپاتیت، سرپانتین، فلوگوپیت، تالک، کلریت، کندرودیت	گارت، پیروکسن، اپیدوت، کلریت، آمفیبول	<b>کانی شناسی</b>
توف کربناتی، توف برشی	آندزیت، توف، سنگ آهک، آرژیلیت	عمدتاً دولومیت، آهک، کوارتزیت و شیست‌های همراه با دولومیت	آهک، ماسه‌سنگ، سنگ‌های آتشفشانی، گریوک، دولومیت	<b>سنگ میزبان</b>
-----	فراوان	فراوان	فراوان	<b>فراوانی</b>
> ۲۰۰۰۰۰ تن	۱-۶۰۰ میلیون تن	۲۰۰-۵ میلیون تن	۲۰۰-۵ میلیون تن	<b>تناژ معمول</b>
٪۴۷	٪ ۳۹-۴۷	٪۴۰	٪۴۰	<b>عیار معمول</b>
Cu, Au	Cu, Zn, Pb, As, Cd	Cu, Zn	Cu, Au, Ni, Co	<b>فلزات همراه</b>
این تحقیق	Einaudi et al. (1981), Cox and Singer (1986), Lowe et al. (1986), Mosier and Menzie (1986), Frietsch et al. (1996), Herrington et al. (2002)	Sokolov and Grigor'ev (1977), Stager (1977), Zitzmann (1977), Einaudi et al. (1981), Cox and Singer (1986), Mosier and Menzie (1986), Hammarstrom and Gray (1993), Meinert (1995), Frietsch et al. (1996), Herrington et al. (2002), Ciobanu and Cook (2004)	Einaudi et al. (1981), Cox (1986), Cox and Singer (1986), Mosier and Menzie (1986), Meinert (1992), Hammarstrom and Gray (1993), Frietsch et al. (1996), Ray (2002), Herrington et al, (2002), Ciobanu and Cook (2004)	<b>منابع</b>

در جدول ۸-۲ ضمن بیان ویژگی برخی از کانسارهای اسکارن آهن در ایران، سعی در مقایسه کانسار آهن ورتاوه با آنها شده است. با توجه به این جدول شباهت‌های بسیار زیادی میان کانسار ورتاوه و کانسارهای آهن اسکارنی ایران مشاهده می‌شود.

جدول ۸-۲) مقایسه کانسار ورتاوه با برخی کانسارهای آهن اسکارنی ایران

نام کانسار / مشخصات	شمال سمنان	گلالی	سنگان	پنج کوه دامغان	خسروآباد	تیکمه داش	آهن-کبالتیت قمصر	ورتاوه
موقعیت جغرافیایی	۱۵ کیلومتری شمال خاوری سمنان	۶۰ کیلومتری شمال باختری همدان	۲۵۰ کیلومتری جنوب مشهد	۵۰ کیلومتری جنوب خاوری دامغان	۴۰ کیلومتری شمال خاوری سنقر	۳۰ کیلومتری جنوب خاوری تبریز	۲۶ کیلومتری جنوب کاشان	۳۰ کیلومتری جنوب کاشان
پهنه ساختاری	جنوب البرز	سنندج- سیرجان	پهنه شرق ایران	ایران مرکزی	سنندج-سیرجان	زون شمال باختری	ارومیه - دختر	ارومیه - دختر
سن کانه زایی	اٹوسن	اٹوسن - الیگوسن	اٹوسن - الیگوسن	اٹوسن - الیگوسن	الیگومیوسن	الیگوسن	جوانتر از میوسن	بعد از میوسن میانی
سنگ میزبان	آندزیت - داسیت (اٹوسن)	سریسیت، شیست و آهک ژوراسیک-کرتاسه	آهک، دولومیت، سنگهای آتشفشانی، شیل	سنگهای آتشفشانی و آذرآواری (اٹوسن)	آهک، آندزیت بازالتی	توف آهکی و ریولیت و داسیت الیگوسن	آهک	توف کربناتی، توف برشی اٹوسن
شکل ماده معدنی	توده های کوچک، رگه	عدسی	عدسی (دانه پراکنده، رگه ای)	عدسی شکل و دانه پراکنده	عدسی، بی شکل	عدسی، رگه ای و توده ای	رگه ای، عدسی	توده ای، عدسی، برشی، استوک ورکی



ادامه جدول ۸-۲

نام کانسار / مشخصات	شمال سمنان	گلالی	سنگان	پنج کوه دامغان	خسروآباد	نیکمه داش	آهن-کبالتیت قمصر	ورتاوه
پاراژنز	مگنتیت، هماتیت، پیریت، گارنت، دیوپسید	مگنتیت، (پیریت)	(هماتیت، پیریت)، دیوپسید، فلوگوپیت، آمفیبول، گارنت	مگنتیت، همتایت، پیریت، کالکوپیریت، اسکاپولیت-آلبیت، دیوپسید، ترمولیت، اپیدوت، کوارتز	مگنتیت، (هماتیت)، لیمونیت، گارنت، اپیدوت، دیوپسید	بیکسپیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، گارنت، کلینوپیروکسن	مگنتیت، کبالتیت، کالکوپیریت، پیریت، اریترین، هماتیت، مالاکیت و آزوریت	مگنتیت، همتایت، پیریت، کالکوپیریت، گارنت، اپیدوت، کلریت
دگرسانی	اپیدوتی، آرژلیتی	اپیدوتی، کلریتی، هماتیتی شدن	اپیدوتی، کلریتی، هماتیتی، لیمونیتی	دگرسانی‌های سدیمی-کلسیمی و دگرسانی پتاسیمی	اپیدوتی، کلریتی، آرژلیتی، همتایتی	اپیدوتی، کلریتی، هماتیتی، پیریتی	آرژلیک، سیلیسی، پروپیلیتیک و هماتیتی	اپیدوتی، کلریتی، آرژلیتی، سرسیتی، هماتیتی
توده نفوذی	مونزونیت	دیوریت، گرانودیوریت	گابرو، دیوریت، گرانیت	مونزونیت کوارتزار	گرانیت	گابرو دیوریت	میکرودیوریت	دیوریت- کوارتزدیوریت

ادامه جدول ۸-۲

نام کانسار / مشخصات	شمال سمنان	گلالی	سنگان	پنج کوه دامغان	خسروآباد	تیکمه داش	آهن-کبالتیت قمصر	ورتاوه
عوامل کنترل کننده	عوامل ساختاری	لیتولوژی و عوامل ساختاری	لیتولوژی و عوامل ساختاری	لیتولوژی و ساختاری	لیتولوژی ساختاری	لیتولوژی ساختاری	لیتولوژیکی و ساختاری	لیتولوژیکی و ساختاری
منابع	جعفرزاده و همکاران (۱۳۷۴)، غیاثوند و همکاران (۱۳۸۴)، شهری و همکاران (۱۳۸۹)	جعفرزاده و همکاران (۱۳۷۴)، آلیانی و همکاران (۱۳۸۵)، زمانی و همکاران (۱۳۸۵)، رستمی و همکاران (۱۳۸۹)	جعفرزاده و همکاران (۱۳۷۴)، کریم پور و همکاران (۱۳۷۸)، مظاهری (۱۳۷۹)، بومری و همکاران (۱۳۸۹)، آهی و همکاران (۱۳۹۲)، کرابی و همکاران (۱۳۹۲)، حیدری و همکاران (۱۳۹۲)	شیبی و اسماعیلی (۱۳۸۲)، پیروزفر، عرب و همکاران (۱۳۸۶)، تقوی و مرادی (۱۳۹۱)	آراسته (۱۳۷۵)، متولی و همکاران (۱۳۸۴)	Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002	محمد دوست و همکاران (۱۳۸۸)	این تحقیق

## ۸-۱۰- مقایسه کانسار آهن ورتاوه با کانسارهای اکسید آهن، مس و طلا

### (IOCG)

کانسارهای اکسید آهن، مس و طلا که به اختصار به آن IOCG گفته می‌شود، در سال ۱۹۹۲ شناسایی و معرفی گردیده است (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲). این کانسارها شامل گروه خاصی از کانسارهای آهن می‌شوند که علاوه بر آهن، عناصر و کانی‌های اقتصادی دیگری نیز به همراه دارند که این امر می‌تواند منجر به اقتصادی شدن یک کانسار و یا افزایش ارزش اقتصادی کانسار شود. این دسته از کانسارها همراه با اکسید آهن، دارای میزان قابل توجهی مس، طلا، اورانیوم، فسفر و عناصر نادرخاکی هستند. لذا در این بخش به بیان ویژگی‌های کانسارهای IOCG و مقایسه کانسار ورتاوه با این گروه از کانسارها پرداخته شده است.

## ۸-۱۰-۱- ویژگی‌های کانسارهای IOCG

ذخایر IOCG گستردگی زمانی و مکانی وسیعی دارند. بطوریکه، این ذخایر در تمام سنها (از اواخر آرکن تا عهد حاضر)، در همه قاره‌ها وجود دارند (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲). این کانسارها به دو گروه کانسارهای مرتبط با ماگماتیسیم کالک‌آلکان و مرتبط با ماگماتیسیم آلکان تقسیم شده‌اند (کورپو و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷).

### الف) کانسارهای IOCG مرتبط با ماگماتیسیم کالک‌آلکان

کانسارهای آهن نوع اسکارنی (Iron skarn type)

کانسارهای آهن نوع کایرونا (Kiruna type)

کانسارهای آهن نوع المپیکدم (Olympic Dam type)

کانسارهای آهن نوع کلون کوری (Cloncurry type)

1 -Corriveau et al.

ب) کانسارهای IOCG مرتبط با ماگماتیسیم آلکالن

کانسارهای آهن نوع پالابورا (Phalaborwa (Palabora) type)

کانسارهای آهن نوع بایانابو (Bayan Obo sub-type)

کولب و استنس گارد (۲۰۰۹) ضمن این تقسیم بندی به بیان ویژگی‌های هر رده پرداخته اند (جدول ۳-۸).

جدول ۳-۸ دسته بندی انواع کانسارهای گروه IOCG (کولب و استنس گارد، ۲۰۰۹)

Type	Giant ore deposit	Mineralisation	Alteration	Commodity	Ore body
Olympic Dam	Olympic Dam, South Australia	magnetite-hematite-bornite-chalcopyrite breccia matrix	potassic	Fe, Cu, Au, Ag, REE, U	pipe-like and irregular breccia
Cloncurry	Osborne, Queensland, Australia	magnetite-hematite-apatite replaced by Cu-Fe sulphides, Au, etc.	potassic	Cu, Au, Ag, Bi, Co, W	stratabound, vein, breccia
Kiruna	Kiirunavaara, Sweden	massive magnetite-apatite-actinolite	sodic	Fe ± Cu, Au	tabular, pipe-like, irregular
Iron skarn	Magnitogorsk, Urals, Russia	massive magnetite-garnet-pyroxene	sodic	Fe ± Cu, Au	stratabound lensoid, irregular
Phalaborwa	Phalaborwa, South Africa	magnetite, apatite, fluorite, Cu sulphides, etc.	sodic + potassic	Cu, Au, Ag, REE, PGE, vermiculite, magnetite, P, U, Zr, Se, Te, Bi	veins, layers, disseminations
Bayan Obo	Bayan Obo, Mongolia Autonomous Region, China	magnetite, hematite, bastnaesite, Fe-Ti-Cr-Nb oxides, fluorite, monazite, etc.	sodic + potassic	Fe, Nb, REE	stratabound, lenses, veins, layers, disseminations

۸-۱۰-۲- موقعیت زمین ساختی

به عقیده هیتزمن (۲۰۰۰) این کانسارها در سه نوع محیط تکتونیکی تشکیل می‌شوند که عبارتند از:

- پهنه فرورانش حاشیه قاره‌ای
- ریفت‌های درون قاره‌ای

- نقاط داغ

موقعیت تکتونیک، ترکیب شیمیایی محلول ماگمایی را کنترل می کند. کانسارهای IOCG که در موقعیت های ریفتی درون قاره ای تشکیل می شوند حاوی عناصر La, Ce, U, P و REE هستند، در صورتی که کانسارهای تشکیل شده در پهنه فرورانش حاشیه قاره ای غالباً فاقد این عناصر هستند. همه این محیطها دارای حجم زیادی از فعالیت های آذرین، جریان حرارتی بالا و سنگ منشأ مناسب هستند که این سنگها نسبتاً اکسیده هستند (هیتزمن، ۲۰۰۰). محیطهای تکتونیک ریفت درون قاره ای و پهنه فرورانش حاشیه قاره ای از جمله مهم ترین و مناسب ترین محیطها هستند که بوسیله زمین شناسان بسیاری ذکر شده اند (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲؛ سیلیتو ۲۰۰۳؛ بارتون و همکاران، ۱۹۹۶؛ دیوید و همکاران، ۲۰۰۱؛ ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۵؛ پلارد، ۲۰۰۶؛ ادفلت، ۲۰۰۷). کانسار ورتاوه با قرارگیری در موقعیت کمان ماگمایی ارومیه - دختر و با توجه به نظریات مطرح شده در مورد پیدایش این کمان ماگمایی، از نظر محیط زمین ساختی پتانسیل قرارگیری در رده کانسارهای IOCG را دارد.

### ۸-۱۰-۳- سنگ درونگیر

سنگ درونگیر در این نوع از کانسارها همانند سن آنها، تنوع زیادی دارد. این کانسارها در انواع گسترده ای از سنگ های آذرین و رسوبی تشکیل می شوند که از جمله آنها می توان به پلوتون های گرانیتوئیدی، سنگ های ولکانیکی آندزیتی و سنگ درونگیر سیلیسی کلاستیکی و معادل دگرگونی آنها اشاره کرد (ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۵). در این کانسارها رگه ها و برشها به صورت متقاطع یا هم شیب با انواع گسترده ای از سنگ های رسوبی قاره ای، آتشفشانی و استوک های نفوذی شامل برش های آتشفشانی فلسیک، توفها، سنگ های رسوبی تخریبی و گرانیتها همراه می باشند. در بعضی از نهشته ها، اکسید آهن زمینه برش های هترولیک<sup>۱</sup> از لیتیک و تخریبی های اکسیدی (معمولاً قطعات هماتیتی)، میکرو برش های کوارتز - هماتیت و برش های توده ای دانه ریز تشکیل شده است. بعضی

<sup>۱</sup> -Hetrolic

کانسارها با برش‌های غنی از هماتیت، اکسیدهای آهن لایه‌ای و سنگ‌های آتشفشانی حاوی اکسید آهن همراه می‌باشند و با سنگ‌های آتشفشانی همراه هم‌شیب هستند. گدازه‌های مگنتیت و دایک‌های تغذیه کننده در کوه آتشفشانی ال لاکو در شیلی گزارش شده‌اند (نسلاند و همکاران، ۲۰۰۰). با توجه به وجود سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی در گستره سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در کانسارهای IOCG و وجود سنگ درونگیر توف کربناتی در کانسار ورتاوه، می‌توان از نظر سنگ میزبان شباهت‌هایی را میان کانسار ورتاوه و کانسارهای IOCG مشاهده کرد.

#### ۸-۱۰-۴ - ساخت و بافت

در کانسارهای IOCG، کانه‌زایی (U, Au, Cu) به صورت پراکنده در زمینه اکسید آهن و همراه با رگچه‌های ریز و گاهی اوقات با تخریبی‌ها مشاهده می‌شود. هماتیت و مگنتیت می‌توانند شکل‌ها و بافت‌های صفحه‌ای یا تیغه‌ای بلوری گسترش یافته‌ای را مانند موزائیک‌های به هم پیوسته تشکیل دهند. بعضی از کانسارها (مخصوصاً کانسارهای غنی از هماتیت) بوسیله برش‌هایی با اندازه‌های مختلف حاوی اکسید آهن و قطعات سنگ میزبان (سنگ میزبان خرد شده در قسمت حاشیه تا برش‌های غنی از زمینه دارای ۱۰٪ اکسید آهن در مرکز توده معدنی) مشخص می‌شوند. برش‌ها ممکن است در نمونه دستی زاویه‌دار باشند و فاز اکسید آهن می‌تواند هم شامل زمینه و هم قطعات شود. قطعات برشی عموماً زاویه‌دار هستند و از اندازه‌ی سانتی‌متر تا بلوک‌هایی با بیش از ۱۰ متر گزارش شده‌اند. همبری با سنگ میزبان معمولاً در تمام مقیاس‌ها (از سانتی‌متر تا متر) تدریجی است. برش‌ها ممکن است بافت نواری موجی تا رشته‌ای نامنظم داشته باشند (جرالد و لوفه‌بر<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱). در کانسار ورتاوه ما شاهد ساخت و بافت برشی با وسعت زیاد هستیم این برش‌ها از با قطعات زاویه دار تا کمی گرد شده وجود دارند. اندازه قطعات برش از چند ده سانتی متر تا چند میلی متر متغیر است.

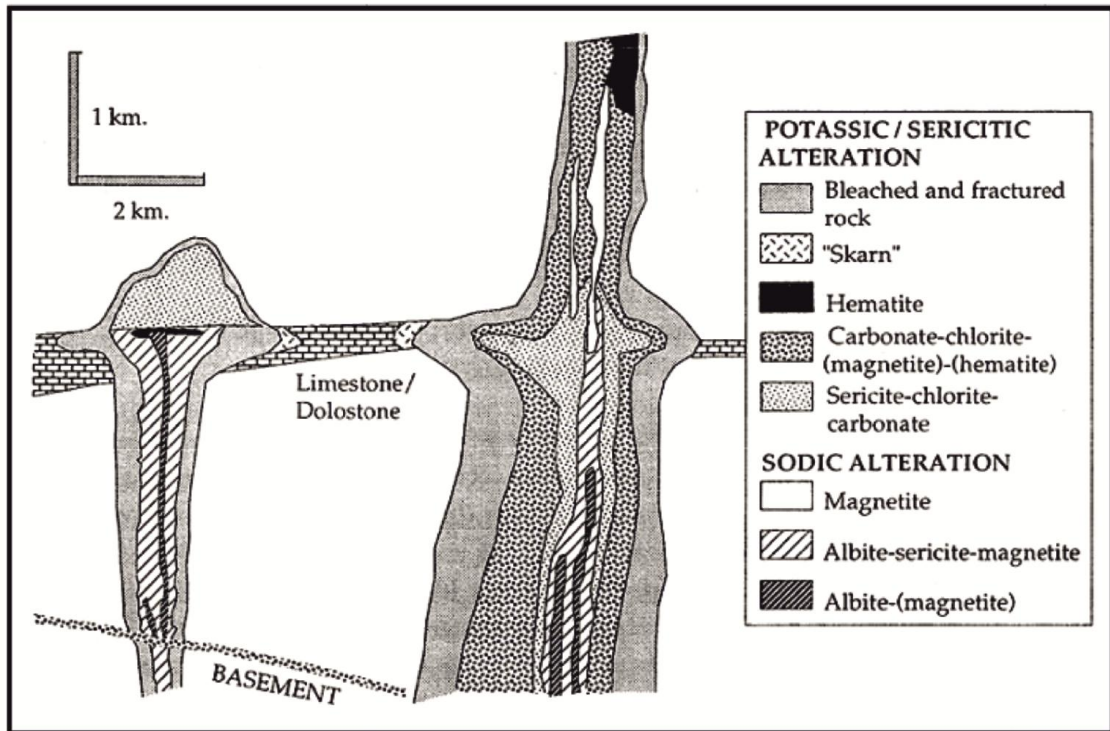
## ۸-۱۰-۵- دگرسانی

در کانسارهای IOCG پهنه‌های دگرسانی وسعت زیادی دارند که از چند صد متر تا کیلومتر تغییر می‌کند و شامل دگرسانی سدیک، کلسیک و پتاسیک می‌باشند (دلیران و همکاران، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸). در طی این دگرسانی، عناصری از جمله  $Fe, Ca \pm K$  از محیط خارج می‌شوند (نیران، ۲۰۰۵). مجموعه دگرسانی‌های تشکیل شده در کانسارهای IOCG، بیانگر شدت متاسوماتیسم در طی تشکیل کانسار است که کانی‌شناسی آن با توجه به شیمی سنگ درونگیر، ترکیب سیالات کانی‌ساز، دما و فشار تشکیل کانسار تغییر می‌کند. دگرسانی در این کانسارها شامل دگرسانی‌های سنگ درونگیر آذرین و رسوبی می‌باشد (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲). در کانسار ورتاوه، شاهد دگرسانی‌های سرسیتی، آرژلیتی، کلریتی هستیم این دگرسانی‌ها بخش وسیعی از منطقه را در بر می‌گیرند

## ۸-۱۰-۶- دگرسانی در سنگ درونگیر آذرین

دگرسانی در کانسارهای IOCG با سنگ درونگیر آذرین، پهنه‌بندی خوبی را از اعماق زیاد تا سطح نشان می‌دهد (شکل ۸-۶). در نقاط عمیق این کانسارها، دگرسانی سدیک که شامل آل‌بیت + مگنتیت  $\pm$  اکتینولیت یا کلریت می‌باشد، تشکیل می‌شود. همراه این دگرسانی کوارتز دیده نمی‌شود. در این دگرسانی، ابتدا فلدسپات‌های آلکالن و به دنبال آن بلورهای مافیک دگرسان می‌شوند. در ترازهای بالاتر نسبت به دگرسانی سدیک، انواع دیگر دگرسانی‌ها از جمله دگرسانی پتاسیک (فلدسپات پتاسیم) و سرسیتی تشکیل می‌شود (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲؛ جمی و همکاران، ۲۰۰۷ و دلیران و همکاران، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸). همراه این دگرسانی‌ها، کوارتز هم بصورت رگه‌ای و هم بصورت پراکنده و هم‌رشد همراه با محصولات دیگر دگرسانی دیده می‌شود (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲). در سنگ‌هایی با ترکیب فلسیک، مجموعه کانی‌های فلدسپات پتاسیم - سرسیت - بیوتیت - کوارتز و در سنگ‌هایی





شکل ۸-۶) مقطع شماتیک از پهنه‌های دگرسانی کانسارهای آهن اکسیدی (CU, Au, U, REE) که درون سنگ‌های رسوبی تشکیل می‌شوند (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲)

با ترکیب حدواسط تا مافیک، کانی‌هایی از جمله فلدسپات پتاسیم بیشتر در رگه‌ها و سریسیت - کلریت - اکتینولیت ± اپیدوت در سنگ دیواره دگرسان شده تشکیل می‌شوند. آلبیتی شدن پلاژیوکلازها در این بخش نیز صورت می‌گیرد. در بعضی از کانسارها متاسوماتیسم پتاسیک بوسیله دگرسانی سریسیتی و یا هیدرولیکی پوشیده می‌شود. در سنگ‌هایی با ترکیب حدواسط کانی‌هایی از جمله هماتیت - سریسیت ± کربنات ± کلریت ± کوارتز در دگرسانی سریسیتی، تشکیل می‌شوند.

### ۸-۱۰-۷ - توده نفوذی

کانسارهای IOCG همراه با ماگماتیسم فلسیک نوع I و A، ماگماهای آلکان و کربناتیت بوده و از عناصر REE, Bi, Co, U و Ti غنی می‌باشند که به عنوان عناصر ردیاب مورد استفاده قرار می‌گیرند (کمپبل و هندرسون، ۱۹۹۷؛ دلیران، ۲۰۰۲). توده نفوذی در کانسار ورتاوه، کالک آلکان و از نوع گرانیت‌های نوع I و از سری مگنتیتی و اکسیدان محسوب می‌شود.

## ۸-۱۰-۸- کانی‌های معدنی

کانی‌های اصلی این کانسارها شامل اکسیدهای آهن، سولفیدهای Fe و Cu، اکسیدهای اورانیوم و یا کانی‌های غنی شده از عناصر نادر خاکی هستند که به صورت‌ها و ترکیبات مختلفی با هم از جمله (Fe-P, Fe-Nb-REE, Fe-Cu-Au-U-Ag-REE, Fe-Cu-Au) دیده می‌شوند. از عناصری مانند عناصر نادر خاکی (Ce, La, Nd, Pr, Sm, Gd) و عناصر کمیاب، در اکتشافات ژئوشیمیایی این نوع کانسارها مورد استفاده استفاده می‌شود (کوریوو و همکاران، ۲۰۰۷).

برخی از کانسارهای IOCG غنی از آپاتیت هستند که کانسار اسفوردی و سرخه دیزج زنگان از این دست کانسارها هستند. کانسار ورتاوه نیز دارای مقادیر کمی آپاتیت همراه با کانه‌زایی است، همچنین مقدار طلا در نمونه برداشت شده از ماده معدنی غنی از کالکوپیریت، قابل توجه و نزدیک به محدوده طلای کانسارهای IOCG می‌باشد.

با توجه به شباهت‌ها و تفاوت‌های میان کانسار ورتاوه و کانسارهای IOCG (جدول ۸-۴) و میزان اندک مقادیر مس، طلا، U، LREE و P در کانسار ورتاوه نسبت به این گروه از کانسارها، قرار دادن قطعی کانسار ورتاوه در گروه کانسارهای IOCG امر دشواری بوده، هر چند بنابر گستردگی ویژگی‌های و شرایط تشکیل متفاوت و تعریف گسترده‌ای که از این کانسارها شده است کانسار ورتاوه را نیز می‌توان جزء این گروه از کانسارها قرار داد. قابل ذکر است کولب و استنس گارد (۲۰۰۹) در دسته بندی خود برای کانسارهای IOCG (جدول ۸-۳)، کانسارهای آهن اسکارنی را نیز در گروه کانسارهای IOCG قرار داده اند. بنابراین با توجه به این تقسیم بندی و نیز با توجه به شباهت‌های محیط زمین ساختی، سنگ درونگیر، نوع توده نفوذی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی و مقادیر هرچند کم طلا، مس و آپاتیت، کانسار ورتاوه را می‌توان کانساری با ویژگی‌های کانسارهای IOCG دانست. در جدول ۸-۴ به مقایسه‌های کانسارهای اکسید آهن، مس-طلا، با کانسارها با کانسار ورتاوه پرداخته شده است.

جدول ۸-۴) جدول مقایسه‌ای بین کانسار ورتاوه و برخی کانسارهای IOCG

نام کانسار	المپیک دم (استرالیا)	ارنست هنری (استرالیا)	کاندلاریا (شیلی)	مانته روساس (پرو)	ورتاوه (ایران)
سنگ میزبان	فلدسپات گرانیت	آشفشانی‌های مافیک و دیوریت	گدازه‌های آندزیتی بازالتی	گابرو دیوریت	توف کربناتی، توف برشی
توده نفوذی	گرانیت	---	دایک‌های دیوریتی و داسیتی	گابرو دیوریت	دیوریت- کوارتز دیوریت
دگرسانی	آرژلیک، پتاسیک، سرسیتی، کلریتی، سیلیسی	سیلیسی، پتاسیک، سدیک، کلریتی، کربناتی	پتاسیک، سیلیسی، کلریتی، سرسیتی، کربناتی، آلبیتی	اکتینولیت، اپیدوتی، کلریتی، سدیک	کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی، آرژلیتی
کانه‌ها	مگنتیت، اسپکیولاریت، پیریت، کالکوپیریت، طلا، سولفاسالت	مگنتیت، اسپکیولاریت، پیریت، کالکوپیریت، طلا، سولفاسالت	مگنتیت، اسپکیولاریت، کالکوسیت، بورنیت، پیریت، کالکوپیریت،	پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت	مگنتیت، هماتیت، کالکوپیریت، پیریت
بافت	دیاترم، برشی	برشی	مانتو-رگه‌های برشی و داربستی	رگه	توده‌ای، عدسی، رگه‌ای، برشی
مس (%)	۱/۶	۱/۱	۰/۹۵	۱/۲	۰/۰۰۶ - ۰/۱
طلا (ppm)	۰/۶	۰/۵۴	۰/۲۲	۶	۰/۰۵ - ۰/۱۷
منابع	Reeve et al., (1990) Hodgkison (1998), Haynes (1995),	Crask (1995)	Leveille et al., (2000) Leveille and Marschik (1998)	Leveille Marschik (2000)	این تحقیق

## ۸-۱۱- نتیجه گیری

بر اساس مشاهدات صحرایی، نمونه دستی، مطالعات میکروسکوپی، ژئوشیمی و مطالعه سیالات در گیر برای کانسار آهن ورتاوه و مقایسه این کانسار با کانسارهای مشابه در ایران و جهان، می توان کانسار آهن ورتاوه را یک کانسار آهن اسکارنی دانست، ضمن اینکه کانسار ورتاوه برخی از ویژگی های کانسارهای IOCG را نیز دارا می باشد. بر اساس شواهد و مطالعات روند تشکیل کانسار ورتاوه شامل مراحل زیر می باشد:

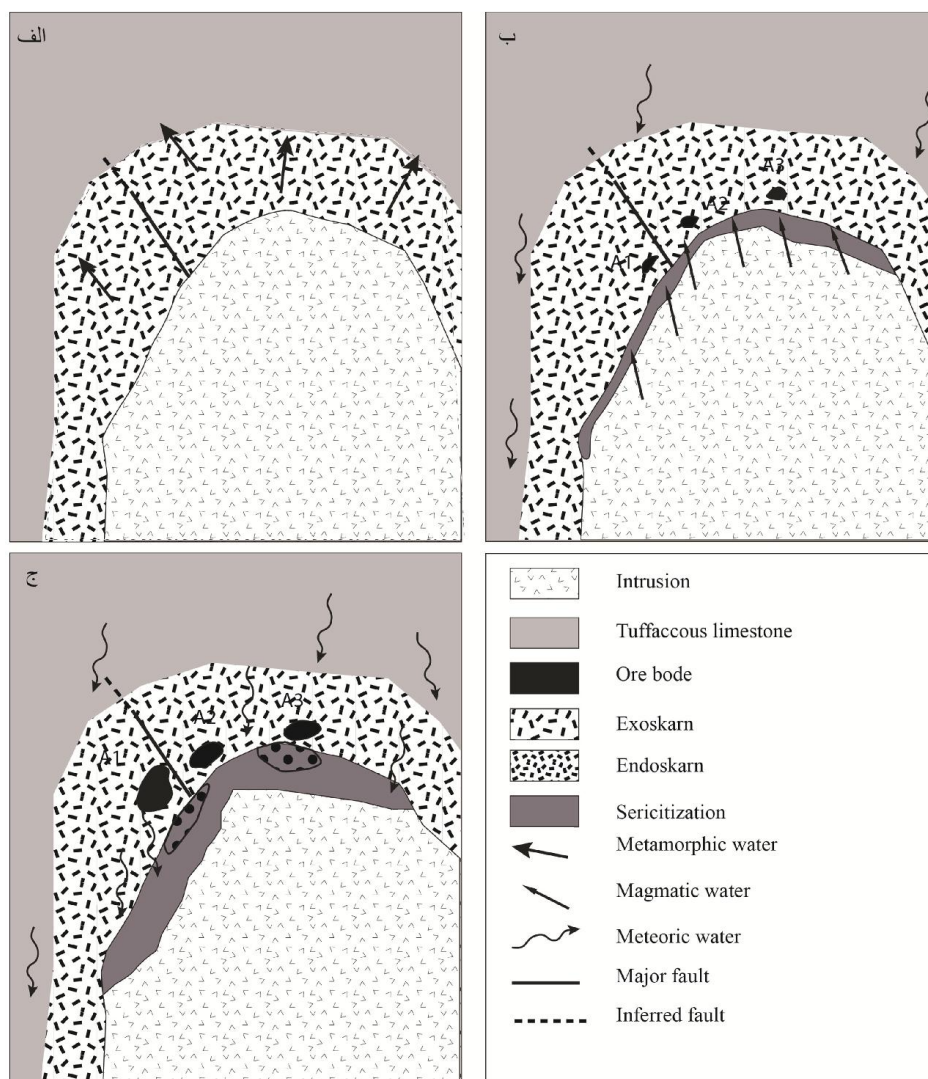
الف) ضمن جایگیری توده نفوذی در سنگ میزبان، تبلور مجدد در کانی ها رخ داده است. در این مرحله سیالات ماگمایی حاصل تفریق توده نفوذی به درون سنگ درونگیر راه نیافته و دگرگونی های رخ داده در این مرحله از نوع شیمی ثابت (ایزوکمیکال) بوده است. در این مرحله در اثر تشکیل اسکارن واکنشی، سنگ ها حساس تر و شکننده تر شده و کانی های شرایط خشک مانند گارنت تشکیل شده است (شکل ۸-۷ الف).

ب) در ادامه سیالات آهن دار تشکیل شده و ضمن تجمع در بالای توده نفوذی به درون سنگ میزبان نفوذ کرده اند. توده نفوذی ضمن تامین سیال کانهزا، سبب تأمین حرارت جهت تحرک سیالات بوده است. این سیالات با استفاده از راهروهای گسلی و شبکه درز و شکستگی ها به داخل سنگ های آذرآواری نفوذ کرده، ضمن تشکیل اسکارن در منطقه سبب کانهزایی آهن و تشکیل کانسار ورتاوه شده اند (شکل ۸-۷ ب).

رسوب کانی فازی اکسیدی (مگنتیت) و فاز سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) در انتهای این مرحله آغاز می گردد اما حجم این کانهزایی کم بوده است.

همراه با سرد شدن توده نفوذی است که شامل دگرسانی آبدار کانی های اسکارن قدیمی تر و قسمتی از توده نفوذی توسط جریان های چرخشی از آب جوی می باشد. کلسیم تمایل به شسته شدن داشته و سیالات فرار همزمان با گسترش کانی هایی مثل اپیدوت کم آهن، کلریت، اکتینولیت و غیره برای

اولین بار حضور می‌یابد. کاهش درجه حرارت منجر به رسوب‌گذاری اکسیدها و سولفیدها می‌گردد. کانه‌زایی حتی گاهی تا مرز اسکارن، در سنگ توفی میزبان هم پیش‌روی می‌کند. (ج) در مرحلهٔ پس‌رونده، در اثر عملکرد سیالات جوی، کانی‌های آبدار تشکیل می‌شوند. بخشی از کانی‌های سولفیدی در آخر تکوین تودهٔ اسکارنی شکل گرفته‌اند. وجود میزان بالای فاز سولفیدی و تفاوت بافت، اندازه و روابط کانیایی گویایی چند مرحله کانه‌زایی سولفیدی است. بخش اصلی کانه‌زایی در این مرحله اتفاق افتاده است (شکل ۷-۸ ج).



شکل ۷-۸) تصویر شماتیک از مراحل تشکیل و تکوین کانسار ورتاوه

در زیر نتایج حاصل از این تحقیق به صورت فهرست‌وار بیان شده است:

- قرارگیری کانسار و توده نفوذی مرتبط با آن در کمان ماگمایی ارومیه-دختر
- تأیید نظریه فرورانش برای کمان ماگمایی ارومیه-دختر (شکل ۸-۳)
- توده نفوذی دیوریت-کوارتز دیوریت به سن میوسن میانی
- سنگ میزبان با جنس مناسب جهت کانه‌زایی و قدیمی‌تر از توده نفوذی
- کانی‌شناسی اسکارنی شامل گارنت، پیروکسن، اپیدوت، کلریت، ولاستونیت
- کانه‌های اولیه مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت همراه با کانی‌های ثانویه
- وجود گرسانی‌های کلریتی، سرسیتی، اپیدوتی
- تشکیل پهنه‌های برون و درون اسکارن
- همخوانی توده نفوذی با توده‌های مولد اسکارن آهن (شکل ۸-۱ و شکل ۸-۲)
- وجود کانی‌شناسی مشابه با کانسارهای اسکارن کلسیمی و عدم وجود کانی‌های کانسارهای اسکارن آهن منیزیمی و اسکاپولیتی (جدول ۸-۱)
- قرار گرفتن کانسار ورتاوه در محدوده کانسارهای اسکارن با توجه به داده‌های شوری و دمای همگن شدن در مطالعات سیالات درگیر (شکل ۸-۴ و شکل ۸-۵)

## ۸-۱۲- پیشنهادهای اکتشافی و تحقیقاتی

- با توجه به کانه‌زایی اسکارنی در واحد  $E_5^t$  در منطقه ورتاوه و اطراف توده نفوذی قهروود و با توجه به گسترش زیاد این واحد در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان؛ مطالعه بیشتر بر روی این واحد به خصوص همبری‌های آن با توده‌های نفوذی منطقه صورت گیرد.
- با توجه به نقش گسل‌ها و شکستگی‌ها در کانه‌زایی، به گسل‌های منتهی به توده نفوذی که در ادامه به سنگ‌ها با پتانسیل میزبانی برای تشکیل کانسارهای اسکارن دارند توجه شود.

- با توجه به اسکارنی بودن این کانسار، توجه بیشتر به توده‌های نفوذی منطقه می‌تواند منجر به کشف کانسارهای جدید گردد.

- با توجه به عملکرد توده‌های نفوذی و احتمال وجود توده‌های نفوذی بدون رخنمون‌های سطحی، تلفیق داده‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی می‌تواند منجر به اکتشاف کانسارهای جدید شود.

- استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی هوایی و زمینی مناسب مانند مغناطیس‌سنجی و ثقل‌سنجی، در کنار داده‌های زمین‌شناسی جهت شناسایی توده‌های نفوذی و پیکره‌های معدنی می‌تواند مفید باشد.

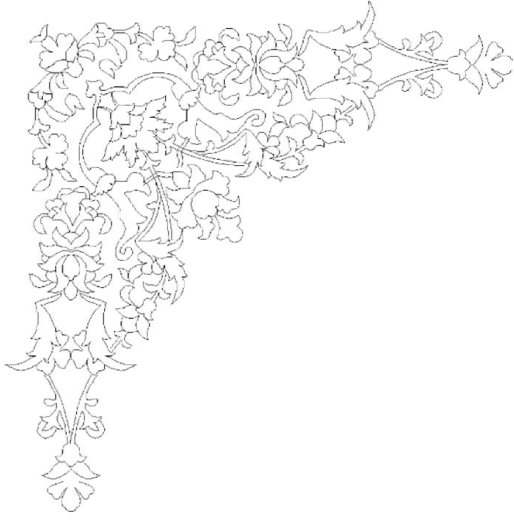
- پردازش تصاویر ماهواره‌ای جهت تشخیص توده نفوذی و دگرسانی‌ها

- الکترومگنتیک فرکانس بسیار پایین و پیمایش قطبش القایی نیز از روش‌های دیگری هستند که می‌توانند برای شناسایی مگنتیت و توده‌های سولفیدی مرتبط با آنها استفاده شوند.

- مطالعه ریز سنج الکترونی بر روی کانی‌های گارنت، پیروکسن، مگنتیت و سولفیدها (پیریت+کالکوپیریت)

- مطالعه سیالات درگیر بر روی کانی‌های پیروکسن و گارنت





## منابع



## منابع

۱. آرسنه، ا.، ۱۳۷۵، طرح اکتشاف مقدماتی سنگ آهن خسروآباد (فاز دو)، مهندسیین مشاوران ایران کانش، اداره کل معادن و فلزات استان کرمانشاه، وزارت صنایع و معادن.
۲. اسماعیلی، د.، شیبی، م.، کنعانیان، ع.، ۱۳۸۵، خاستگاه اسکاپولیت در توده نفوذی پنج کوه (جنوب شرق دامغان. مجله بلور و کانی شناسی ایران، شماره ۲، صفحه ۱۸۹-۲۰۱.
۳. اسماعیلی، د.، شیبی، م.، کنعانیان، ع.، ۱۳۸۴، پتروژنز و روند تکاملی اسکارن آهن پنج کوه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۹، صفحات ۱۵-۲۵.
۴. اسماعیلی، د.، شیبی، م.، کنعانیان، ع.، ۱۳۸۵، شواهد پترگرافی و ژئوشیمیایی آلتراسیون سدی کلسیک و پتاسییک در توده نفوذی پنجکوه دامغان (جنوب شرق ایران)، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۸۹، صفحات ۹۹-۸۹.
۵. افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹، تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲.
۶. آقابات، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
۷. آلیانی، ف.، یونسی، ر.، شیخیان شهربابکی، س.، ۱۳۸۵، کانی شناسی و ژئوشیمی افق های هورنبلندیتی در نهشته های آهن گلالی و باباعلی و مقایسه آنها. چهاردهمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران. [http://www.civilica.com/Paper-SCMI14-SCMI14\\_157.html](http://www.civilica.com/Paper-SCMI14-SCMI14_157.html)
۸. امامی م.ه. ۱۳۷۹: ماگماتیسم در ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران.

۹. امیر مطلبی، ن.، هاشمی، آ.، ۱۳۷۹- طرح اکتشاف سراسری ذخایر معدنی، پروژه اکتشافات سیستماتیک در کمر بند ارومیه- دختر، گزارش ژئوفیزیک هوایی با استفاده از داده‌های مغناطیس سنجی در ورقه ۱:۱۰۰.۰۰۰ کاشان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۱۰. امین الرعایایی یمینی، م.، ۱۳۸۶، زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی تتماج با نگرشی بر دگرسانی منطقه (جنوب شرق کاشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
۱۱. براتی، م.، قلی پور، م.، ۱۳۹۲، کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار آهن ظفرآباد کردستان با استفاده از داده‌های عناصر جزئی و نادر خاکی کانی مگنتیت، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۲، ج ۵، صفحه ۲۳۵ تا ۲۵۴.
۱۲. برنا، ب.، ۱۳۶۸، عملیات اکتشاف تکمیلی بر روی ذخیره کبالت معدن لاجورد قمصر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
۱۳. برنا، ب.، جان نثاری، م.، ۱۳۷۳، طرح اکتشافات سیستماتیک موضوعی، گزارش عملیات اکتشاف چکشی و متالوژی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی ایران.
۱۴. بشیری، ا.، ۱۳۷۸، بررسی کانی شناسی، سنگ شناسی اسکارن ها، مرمرها و هورنفلس های حد فاصل میمه - قمصر (نوار ماکمایی ارومیه-دختر). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
۱۵. بهزادی، م.، ۱۳۸۵، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی واقع در منطقه بافق یزد، رساله دکتری. دانشگاه شهید بهشتی.
۱۶. بومری، م.، ۱۳۷۱، ژنز کانسنگ آهن سنگان خراسان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

۱۷. پورهمایون، پ.، نوربهشت، ا.، نقره‌ئیان، م.، ملکی زاده، م. ع.، شمسی پور، ر.، ۱۳۸۵، مکانیسم تشکیل کانسار آهن اسکارن زنجانبر (جنوب کاشان). بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
۱۸. پیروزفر، پ.، ۱۳۸۵، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه آهن پنج‌کوه، جنوب شرق دامغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
۱۹. پیروزفر، پ.، رشیدنژاد عمران، ن. ا.، قادری، م.، ۱۳۸۵، کانه‌زایی ماگمایی - گرمایی آهن در منطقه پنج کوه، جنوب شرق دامغان. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران (دانشگاه تربیت مدرس).
۲۰. پیروزفر، پ.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن. ا.، ۱۳۸۴، کانی شناسی و توالی پاراژنتیک کانسار آهن پنج کوه، جنوب غرب دامغان. سیزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
۲۱. تقوی، ا.، مرادی، م.، ۱۳۹۱، کانسار لجنه شاهرود، کانسار اسکارنی یا IOCG؟، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین.
۲۲. تقوی، ا.، مرادی، م.، ۱۳۹۱، کانسار لجنه شاهرود، کانسار اسکارنی یا IOCG. سی و یکمین همایش علوم زمین، [http://www.civilica.com/Paper-GSI31-GSI31\\_124.html](http://www.civilica.com/Paper-GSI31-GSI31_124.html)
۲۳. توکلی، ح.، ۱۳۸۳، کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال غرب همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد (زمین شناسی اقتصادی)، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۲ص.
۲۴. توکلی، ح.، قادری، م.، قربانی، م.، ر.، ۱۳۸۲، نگرشی نو بر ژنز کانسار آهن بابعلی، شمال غرب همدان. هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران (اصفهان).
۲۵. جان نثاری، م.، ۱۳۷۵، اکتشافات معدنی با نگرشی ویژه بر سیمای متالوژنی در ورقه یکصد هزارم کاشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد

۲۶. جعفرزاده، ا.، قربانی، م. و پزشک پور، م.، ۱۳۷۴، کانسارهای آهن، زمین شناسی ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی کشور، ۲۱۳ص.
۲۷. حاجی علیلو، ب.، ۱۳۶۸، بررسی پتانسیل معدنی منطقه قمصر کاشان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
۲۸. حسن زاده دستجردی، م.، ۱۳۸۹، زیست چینه نگاری، میکروفاسیس و محیطهای رسوبی سازند قم در ناحیه سده برزک (جنوب غرب کاشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان. ۱۶۰ص.
۲۹. حسن زاده، ج.، ۱۳۵۷، مطالعه زمین شناسی و پترولوژی سنگهای آذرین ناحیه قمصر، جنوب کاشان (ایران مرکزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۰۲ صفحه.
۳۰. حسنی پاک-ع.ا، ۱۳۷۳- گزارش پروژه اکتشافات سیستماتیک سیمای ژئوشیمیایی و متالوژنی در محدوده برکه‌های کاشان- نطنز- طرق. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۳۱. حسنی پاک-ع.ا، ۱۳۷۴- گزارش پروژه اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده برکه ۱:۱۰۰.۰۰۰ کاشان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (شرکت توسعه علوم زمین. گروه دورسنجی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور- گزارش مطالعات دورسنجی منطقه کاشان).
۳۲. حیدری، م.، کریم پور، م. ح.، ملکزاده شفارودی، آ.، ۱۳۹۲، پتروگرافی، کانی شناسی، آلتراسیون و کانی سازی اسکارن آهن تپه قرمز، معدن آهن سنگان خواف، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.
۳۳. خلعتبری جعفری، م. و علائی مهابادی، س. (۱۳۷۷) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. سری ۶۴۵۷.

۳۴. دبیری، ر.، ۱۳۸۵، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب کاشان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
۳۵. رادفر، ج.، علایی مهابادی، س.، امامی، م.، ه.، ۱۳۷۲، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۳۶. رستمی پایدار، ق. ا.، لطفی م.، قادری م.، امیری آ.، وثوقی عابدینی م.، ۱۳۸۹، یافته‌های جدید کانه نگاری و شیمی بلور مگنتیت و پیریت در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی، باختر همدان، ایران. مجله علوم زمین، ج ۲۰، ۱۲۱-۱۳۰.
۳۷. رستمی، پ. ق. ا.، لطفی، م.، قادری، م.، وثوقی، ع. م.، امیری، آ.، ۱۳۸۸، کاربرد های روش میکروسکوپ الکترونی روبشی در مطالعه کانسنگ آهن باباعلی و گلالی، باختر همدان. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ج ۱، صفحه ۲۰-۳۵.
۳۸. رستمی پایدار، ق.، لطفی، م.، قادری، م.، وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۷، میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسارهای آهن شمال باختری همدان (مورد مطالعه: باباعلی و گلالی)، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز.
۳۹. زاهدی، م. و عمیدی، س. م. (۱۳۷۷) نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان. شماره ۷، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۴۰. زاوش، م.، ۱۳۴۸، کانی شناسی در ایران قدیم. انتشارات بنیاد فرهنگ ایران. ۲۳۹ص.
۴۱. زمانی، ح.، یونسی، ر.، آلیانی، ف.، ۱۳۸۵، کانی شناسی و ژئوشیمی افق های مگنتیتی در نهشته‌های آهن گلالی و باباعلی و مقایسه آن‌ها. بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.
- [http://www.civilica.com/Paper-GSI25-GSI25\\_202.html](http://www.civilica.com/Paper-GSI25-GSI25_202.html)
۴۲. سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۵، درآمدی بر ویژگی های عمومی زمین شناسی مجموعه های دگرگونی زون سنندج-سیرجان جنوبی. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۴۳. سپهری‌راد، ر.، ۱۳۷۹، زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آهن آنومالی شمالی -چغارت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد؛ دانشگاه تربیت معلم تهران.
۴۴. سهندی، م. ر.، ۱۳۸۵، کانی‌زایی آهن، منیتیت آپاتیت‌دار گستره معدنی آبادی‌های مروارید- علی‌آباد در جنوب‌خاوری شهرستان زنجان.
۴۵. سهیلی، م.، شهرابی، م.، ۱۳۶۱، گزارش زمین‌شناسی ذخایر سنگ آهن مجموعه همه‌کسی همدان، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹ص.
۴۶. سودی‌شعار، م.، ۱۳۸۰، نقش اکتشاف در تعیین ماده معدنی ایران در جهان و اولویت‌های اکتشافی در سال ۱۳۸۰، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۴۷. شهاب‌پور، ج.، ۱۳۸۰، زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ص.
۴۸. شهام، ا.، ۱۳۷۴، محیط رسوبی بخش‌های E و F از سازند قم در طاق‌دیس نواب بین قمصر و کاشان بر اساس مطالعات میکروفاسیس، عناصر کمیاب و اشعه ایکس (تعیین میکروفاسیس به روش کاروزن). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
۴۹. شهری، م.، صادقیان، م.، فردوست، ف. ا.، لنتز، د.، ۱۳۹۱. ترکیب گارنت‌ها به عنوان اندیکاتور دما، فشار و ترکیب سیال در گارنت‌اسکارن‌ها (شمال شرق سمنان). اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران [http://www.civilica.com/Paper-PLATEAU01-PLATEAU01\\_009.html](http://www.civilica.com/Paper-PLATEAU01-PLATEAU01_009.html).
۵۰. طالع‌فاضل، الف.، مهرابی، ب.، خاکزاد، الف.، کیانپور، ر.، ۱۳۹۰، "مراحل و شرایط کانی‌سازی اسکارن آهن دردوی بر اساس شواهد کانی‌شناسی و میانبارهای سیال، منطقه سنگان (خراسان رضوی)". مجله علوم زمین، شماره ۸۲، صفحه ۱۳۹ تا ۱۵۰.
۵۱. عرب‌عامری، ف.، یزدی، م.، بهزادی، م.، مرادی، م.، ۱۳۹۰، پتروگرافی، مینرالوگرافی و دگرسانی در معدن آهن پنج‌کوه دامغان. دومین همایش علوم زمین [http://www.civilica.com/Paper-GEOSYMAIAU02-GEOSYMAIAU02\\_109.html](http://www.civilica.com/Paper-GEOSYMAIAU02-GEOSYMAIAU02_109.html).



۵۲. علی پور، ک.، ۱۳۷۲، تاریخ دانش زمین شناسی و معدن در ایران، سازمان زمین شناسی، طرح تدوین کتاب، جلد ۲.
۵۳. غیاثوند، ع.ر.، ۱۳۸۴، کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد (زمین شناسی اقتصادی)، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۶۳ ص.
۵۴. غیاثوند، ع.ر.، ۱۳۸۴، کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد (زمین شناسی اقتصادی)، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۶۳ ص.
۵۵. فرازدل، ف.، ۱۳۸۳، پترولوژی اسکارنها در هاله دگرگونی توده نفوذی قهرود (جنوب غرب کاشان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
۵۶. فرهادی، ر.، ۱۳۷۴، "مطالعه زمین شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره و ژنز کانسار آهن منگنزار شمس آباد اراک"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
۵۷. قربانی، م.، ۱۳۸۱، دیباچه‌ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ص.
۵۸. قربانی، م.ر.، ۱۳۸۴، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب دانسفهان و جنوب کرج، ماگماتیسم همزمان جزایر قوسی و درون صفحه‌ای. مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۱۳۱-تابستان. ۴۱-۲۱.
۵۹. کارگران بافقی، ف.، ۱۳۸۰، مطالعه زون‌های فسفات‌دار در کانسار آهن چغارت و ارتباط احتمالی آن‌ها با زونهای فسفات‌دار کانسار اسفوردی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
۶۰. کاظمی راد، م.، راستاد، ا.، محجل، م.، ۱۳۸۸، کانی شناسی، دگرسانی و ساخت و بافت کانسارهای آهن-منگنز هنشک، گلی و چشمه اسی در شمال شرق صفاشهر، استان فارس؛ بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ایران، صفحات، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

۶۱. کاهنی، ش.، مظاهری، س. ا.، کریم پور، م. ح.، ۱۳۸۷، بررسی‌های ژئوشیمیائی و کانی شناسی سنگ آهن توده C شمالی و باغک در معدن سنگان خواف در شرق ایران و تعیین حضور دو نسل پیرویت با ترکیب شیمیایی متفاوت. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ش ۲، صفحه ۳۱۳-۳۲۶.

۶۲. کرابی، ب.، کریم پور، م. ح.، ملک زاده شفارودی، آ.، ۱۳۹۲، پتروگرافی، آلتراسیون و کانی‌سازی سطحی محدوده بین باغک و C- شمالی، معدن آهن سنگان خواف، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

۶۳. کریم پور م. ح.، ملک زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۵، مقایسه ژئوشیمی سنگ منشأ توده مگنتیت دار تنورجه، و مگنتیت بدون طلای معدن سنگان، استان خراسان رضوی، مجله بلور و کانی شناسی ایران شماره ۱، صفحه ۲۶-۳.

۶۴. کریم پور، م. ح.، ملک زاده شفارودی، آ.، محمدی، ع.، ۱۳۹۱، کانی سازی و اکتشاف مگنتیت به روش مغناطیس سنجی زمینی در محدوده بین باغک و C- شمالی، معدن سنگ آهن سنگان خواف. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، ج ۱۳.

۶۵. کریم پور، م. ح.، ملک زاده شفارودی، آ.، ۱۳۸۶، کانی شناسی اسکارن و سنگ منشأ معدن مگنتیت سنگان. مجله علوم زمین.

۶۶. کریم پور، م. ح.، ۱۳۷۷، دما و نحوه تشکیل مگنتیت در بخشهای مختلف کانسار سنگ آهن سنگان خراسان: هفدهمین گردهمایی علوم زمین، ص ۱۶۱-۱۶۷.

۶۷. متولی، ک.، ۱۳۸۴، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ کانسارهای آهن خسروآباد و تکیه‌بالا در شمال خاوری سنقر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۸ ص.

۶۸. مجل، م. و سهندی، م.، ۱۳۷۸، تکامل تکتونیکی پهنه سندنجد - سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه های جدید در آن، فصلنامه علوم زمین، سال هشتم، شماره ۳۱ - ۳۲، ص ۲۸-۴۹.
۶۹. مجل، م.، ۱۳۷۹ - نقش فضاهای کششی نردبانی (en-echelon) در فعالیت سنگهای آذرین در منطقه کاشان - اردستان، الگویی برای شکلگیری کمان ماگمایی ارومیه - دختر، نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۷۰. محمد دوست، ه.، قادری، م.، رشیدنژاد عمرانی، ن.، ۱۳۸۸، مطالعه کانی شناسی، دگرسانی و ساخت و بافت در کانسار کبالت قمصر، جنوب کاشان. پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور.
۷۱. مسعودی، ف.، ۱۳۸۴، نوع ساخت منطقه ای گارنت در اسکارن های توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان. انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال سیزدهم، شماره ۱، بهار و تابستان ۸۴، صفحه ۴۳ تا ۶۰.
۷۲. معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷، دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران، دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۱ص.
۷۳. مهدوی زفرقندی، م.، ۱۳۵۷، مطالعات زمین شناسی و پترولوژی سنگ های آذرین ناحیه شمال دره ایبانه، ایران مرکزی، پایان نامه فوق لیسانس، دانشگاه تهران.
۷۴. موید، م.، ۱۳۸۰، بررسی پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی - آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین. رساله دکتری؛ دانشگاه شهید بهشتی.
۷۵. نباتیان، ق.، قادری عمران، ن. ا.، دلیران، ف.، ۱۳۸۸، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج، جنوب خاوری زنجان. مجله زمین شناسی اقتصادی.
۷۶. نباتیان، ق.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن.، دلیران، ف.، ۱۳۸۶، کاربرد مطالعات الکترون میکروپروب در بررسی کانسار آهن آپاتیت دار سرخه دیزج، جنوب خاوری زنجان، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و معدنی کشور.

۷۷. نباتیان، ق.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن.، دلیران، ف.، ۱۳۸۶، کانه‌زایی آهن آپاتیت‌دار در کانسارهای سرخه دیزج، علی آباد و مرواریه، جنوب شرق زنجان. پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
۷۸. نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ص.
۷۹. نوربخش، پ.، ۱۳۷۹، مطالعه کانی شناسی، پتروگرافی و پترولوژی اسکارن های شرق قهرود، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۲۵۲ صفحه.
۸۰. نوربهشت، ا.، بشیری، ا.، ملکی زاده، م.، ۱۳۷۸، پژوهش های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی اسکارن های Distal در منطقه دره کامو (جنوب غرب کاشان) سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران: انجمن زمین شناسی ایران.
۸۱. هزارخانی، ا.، ۱۳۶۷، زمین‌شناسی غرب کاشان (راوند و نراق)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
۸۲. هزارخانی، الف.، ۱۳۶۷، "زمین شناسی غرب کاشان (راوند و نراق)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران.
۸۳. وزیری، م. ر.، ۱۳۶۶، مطالعه زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی در جنوب و جنوب غرب کاشان (ایران مرکزی)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۱۳ صفحه.
۸۴. وکیلی نوش آبادی، م.، موسیوند، ف.، شیبی، م.، ۱۳۹۱، "کانسار ورتاوه (جنوب کاشان)؛ نمونه‌ای از کانه‌زایی آهن اسکارنی در پهنه ارومیه-دختر". سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

۸۵. وکیلی نوش آبادی، م.، موسیوند، ف.، شیخی، م.، ۱۳۹۲، "میکروترمومتری سیالات درگیر در

کانسار آهن اسکارنی ورتاوه، جنوب کاشان". سی و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان

زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

۸۶. یعقوب پور، ع. م.، ۱۳۸۳، اصول زمین شناسی ذخایر معدنی.

**Reference :**

1. Agnon, A. and Lyakhovsky, V., 1995, Damage distribution and localization during
2. Alavi, M. (1994). Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3), 211-238.
3. Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnant in northeastern Iran. *Geological Society of America. Bulletin* 103, 983-992 .
4. Altman, L.K., 1992, High levels of iron are tied to an increased risk of heart disease. *The New York Times*, Sept.8.
5. Arth, J.G., 1976, Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *Journal of research U. S. Geological Survey* 4, 41-47.
6. Barker, A.J., 1991, An introduction to metamorphic textures and microstructures. Oxford University Press, 209p.
7. Barnes, H. L. (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Vol. 1)*: John Wiley & Sons.
8. Barnes, H. L. (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley & Sons.
9. Barton, M.D., and Johnson, D.A., 1996, Evaporitic source model for igneous related Fe oxide-(REE-Cu-Au-Au) mineralization: *Geology*, v. 24, 259–262 p.
10. Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980, *Glossary of geology*. American Geological
11. Bazin, D. H. H. (1969). *Copper deposits in Iran*. [Tehran: Geological Survey of Iran.
12. Beaumont-Smith, C., Lentz, D., & Tweed, E. (2000). Structural analysis and gold metallogeny of the Farley Lake gold deposit, Lynn Lake greenstone belt (NTS 64C/16). *Report of Activities*, 73-81.

13. Berberian, F. and Berberian, M., (1981). Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Zagros–Hindu Kush–Himalaya Geodynamic Evolution (H.K. Gupta and F.M. Delany, Eds), pp. 5–32. American Geophysical Union & Geological Society of America, Washington.
14. Berberian, M. and King, G.C.P., 1981, Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earthsciences 18, No.2, 210-265.
15. -Bergem, 1997, Volcanosedimentary Iron deposit. Available at: [www.brgm.fr/MINEO/sitereport/European\\_ores\\_geologF.pdf](http://www.brgm.fr/MINEO/sitereport/European_ores_geologF.pdf)
16. Bodnar, R. J. (2003). Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. Fluid inclusions: Analysis and interpretation, 32, 81-100.
17. Bodnar, R.J., Reynolds , T.J. & Kuehn, C.A. (1985b): Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 2, Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, B.R. Berger and P.M. Bethke, eds., 73-98 p.
18. Boomery, M., 1998- Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related igneous rocks, northeastern Iran, P. h. D thesis, Akita University, Japan, 226 p.
19. Burt, D.M., 1977, Mineralogy and petrology of skarn deposits; Rendiconti, Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia, v. 33(2), p. 859-873 p.
20. Campbell, L.S., and Henderson, P., 1997, Apatite paragenesis in the Bayan Obo REE-Nb-Fe ore deposit, Inner Mongolia, China: Lithos, v. 42, 89–103 p.
21. Ciftci, D., Unlu, T. and Sayili,S., 1996, Discussion on the origin of Otlukilise iron deposit Gurun-Sivas. Mineral Resource Exploration Bulletin 118, 25-50 p.
22. Ciobanu, C.L., Cook, N.J., 2004, Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania, Ore Geol. Rev., v. 24, 315-370 p.
23. Bazin, D. H. b. H. (1969). Copper deposits in Iran. Geological Survey of Iran.
24. Cocherie, A., 1978, Geochimie des terres rares dans les granitoides. Thesis, University of Rennes, Rennes, 116p.
25. Corona-Esquivel, R., Ortega-Gutierrez, F., Reyes-Salas, M., Luzano-Santacruz,R.



26. Corriveau, L., Ootes, L., Mumin, H., Jackson, V., Bennett, V., Cremer, J., Rivard, B., McMartin, I., & Beaudoin, G. (2007). Alteration vectoring to IOCG (U) deposits in frontier volcano-plutonic terrains, Canada. Paper presented at the Proceedings of Exploration.
27. Cox, D. (1986). Descriptive model of Fe skarn deposits. Mineral deposit models: US Geological Survey Bulletin, 1693, 94.
28. Cox, D.P. and Singer, D.A., 1986, Mineral deposit models, U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379 p.  
Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London, 450p .
29. Craig, G.R. and Vaughan, P., 1994, Ore Microscopy and Ore Petrography. John Wiley and Sons, 434p. Institute, Falls Church, Virginia, 751p .
30. Craig, J.R. and Vaughan, D.I., 1981, Ore microscopy and ore petrography, John Wiley and Sons, Inc., 406 p.
31. Cullers, R.L. and Graf, J.L., 1984a, Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.), 1984, Rare Earth Elements Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 275-316.
32. Daliran, F. (2008). The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran—hydrothermal alteration and mineralisation. Mineralium Deposita, 43(4), 383-404.
33. Daliran, F., 2002. Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq District, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, pp. 303–320.
34. Daliran, F., Stosch, H., Williams, P., & Stanely, C. (2007). Multistage alteration and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and ‘apatites’ of the Bafq district, central-east Iran. Paper presented at the Digging deeper, Proceedings of the 9th Biennial SGA Meeting, Dublin.

35. Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1966, An Introduction to the Rock-Forming Minerals .Longman Scientific and technical, New York, 528p.
36. Dehghani, G.A. and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure of Iran. Report No.51, Geological Survey of Iran.
37. Dostal, J. and Strong, D.F., 1983, Trace element mobility during low-grade metamorphism and silicification of basaltic rocks from St. John, New Brunswick, Canadian Journal of Earthsciences20, 431-435.
38. Durney, D.W. and Ramsay, J.G., 1973, Incremental strains measured by syntectonic crystal growth, 67-96. In: Gravity and Tectonics, Dejong, K.A. and Scholten, R. (Eds.),John Wiley, New York, 502p.
39. Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology 20, 641-644.
40. Eilu, P. and Niiranen, T., 2002, Iron oxide-copper-gold deposits in finland. Available on: [www.gsf.fi/explor/webdocs/iocg\\_in\\_finland.html](http://www.gsf.fi/explor/webdocs/iocg_in_finland.html).
41. Eilu, P., & Niiranen, T. (2002). Iron oxide-copper-gold deposits in Finland.
42. Einaudi, M. T., & Burt, D. M. (1982). Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. Economic Geology, 77(4), 745-754.
43. Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982, Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits, Economic Geology 77, 745-754.
44. Einaudi, M.T., 1981, Skarn associated with porphyry plutons. I. Description of deposits, southwestern North America, II. General features and origin, in Titley, S.R., (ed.), Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 139-183.
45. Emami, M. H. (1981). "Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a letude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire d Iairan central", these decortect at, Grenoble, pp.489.
46. Eskola, P., 1920, The mineral facies of rocks, Norsk Geol. Tidsskr.6, 143-194.
47. Evans, A.M., 1997, An introduction to economic geology and its environmental impact, Oxford: Blackwell, 364 p.
48. Evans, A.M., 1997. An introduction to economic geology and its environmental impacts. Black well science.

49. Frietsch, R., Tuisku, P. and Martinsson, O., 1996, Early Protozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia, *Ore Geol. Rev.*, v. 12, 1-34 p.
50. Gast, P.W., 1978, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32, 1057-1086.
51. Giese, p., Makris, J., Akashe, B., Rower, P., Letz, H. and Mostaanpour, M., 1984, The crustal structure in southern Iran. Derived from seismic explosion Data. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh*168.2/3, 230-243.
52. Goldschmidt, V.M., 1954, *Geochemistry*, Oxford University Press. 152 p.
53. Grigoryev, N.A., Sazonov, V.N, Murzin, V.V., and Gladkovskiy, 1990, Sulfides as gold carriers in skarn magnetite deposit skarns and ores: *Geochem. Intern.*, v. 27, 142-146 p.
54. Gross, G. (1996). Algoma-type iron-formation. *Geology of Canadian Mineral deposits types*,(Ed) OR Eckstrand, WD Sinclair and RI Thorpe. Geological survey of Canada. *Geology of Canada*(8), 66-73.
55. Gross, G.A., 1996, Algoma-type iron formation. In: *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*. Available on: [www.Em.gov.bc.ca/Mining/Geolsurv/Metallicminerals/Mineraldepositprofiles/profiles/G01.htm](http://www.Em.gov.bc.ca/Mining/Geolsurv/Metallicminerals/Mineraldepositprofiles/profiles/G01.htm)
56. Gross, G.A., Gower, C.F. and Lefebure, D.V., 1997, Magmatic Ti-Fe+V oxide deposits. In: *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*. Available on: [www.Em.gov.bc.ca/Mining/Geolsurv/Metallicminerals/Mineraldepositprofiles/profiles/m04.html](http://www.Em.gov.bc.ca/Mining/Geolsurv/Metallicminerals/Mineraldepositprofiles/profiles/m04.html).
57. Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., & Hitzman, M. W. (2010). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654.
58. Hammarstrom, J.M., and Gray, K.J., 1993, *Geochemical data for selected rock samples from the Absaroka-Beartooth study area, Custer and Gallatin National Forests, Montana: U.S. Geological Survey Open-File Report 93-505*, 31 p.

59. Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T. and Reed, M.H., 1995, Olympic Dam ore genesis: A fluid mixing model, *Econ. Geol.*, v. 90, p. 281-307.
60. Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T., and Reed, M.H., 1995, Olympic Dam ore genesis: A fluid mixing model: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 90, p. 281–307.  
Haywood, N., 2008, The geodynamic setting and magmatic controls on genesis of world-class IOCG ore deposits: *Geological Society of Australia, Abstracts*, v. 89, p.130.
61. Henderson, P. (1984). General geochemical properties and abundances of the rare earth elements *Rare earth element geochemistry*.
62. Herrington et al., 2002, Kazakhstan iron (Cu-Au) deposits- Sokolovskoe, Sarbayskoe, Kachar Kuzhunkul skarn magnetite deposits.
63. Hitzman, M. W., & Valenta, R. K. (2005). Uranium in iron oxide-copper-gold (IOCG) systems. *Economic Geology*, 100(8), 1657-1661.
64. Hitzman, M.W., 2000, Iron oxide-Cu-Au deposit: What, where, when, and why, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation*, 9–26 p.
65. Hitzman, M.W., Oreskes, N., and Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits: *Precambrian Research*, v. 58, 241–287 p.
66. Hunt, J., Baker, T., & Thorkelson, D. (2005). Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita*, 40(5), 492-514.
67. Irvin, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
68. Jami, M., Dunlop, A. C., & Cohen, D. R. (2007). Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6), 1111-1128.
69. Jones, A. P., Wall, F., & Williams, C. T. (1996). *Rare earth minerals: chemistry, origin and ore deposits (Vol. 7): Springer*.

70. Jones, A.P., Wall, F. and Williams, C.T., 1996, Rare earth minerals: Chemistry, origin and ore deposits, Chapman & Hall, 372 p.
71. Karimzadeh Somarin, A., & Moayyed, M. (2002). Granite-and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20(3), 127-138.
72. Kato, Y., 1993, REE geochemistry of the aluminous skarn in the representative Japanese skarn deposits. *Spec. Iss., No.15*, 393-400.
73. Kato, Y., 1999, Rare Earth Elements as an indicator to origins of skarn deposits: examples of the Kamioka Zn-Pb and Yashiwara-Sannotake Cu(-Fe) deposits in Japan. *Resource Geology* 49, No.4, 183-198 p.
74. Kesler, E.S., 1994, Mineral Resources, Economics and the Environment. MacMillan College Publishing Company, 391p.
75. Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279 p.
76. Kwak, T.A.P., 1994. Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits; Ore skarns and distal equivalents, in alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. In: Lentz, D.R. (ed.) , *Geol. Assoc. Canada, short course notes*, v. 11, 381-402 p.
77. Lefebure, D. V. (1996). Cu+/-Ag quartz veins. *Selected British Columbia mineral deposit profiles*, 2, 1996-1913.
78. Lefebure, D.V. and Ray, G.E., 1996, *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*, Volume 1.
79. Lentz, D. R., & Goodfellow, W. D. (1996). Intense silicification of footwall sedimentary rocks in the stockwork alteration zone beneath the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(2), 284-302.
80. Lentz, D., & Suzuki, K. (2000). A low F pegmatite-related Mo skarn from the southwestern Grenville Province, Ontario, Canada: phase equilibria and petrogenetic implications. *Economic Geology*, 95(6), 1319-1337.

81. Lentz, d., Hall, D. C., Hoy, L.D., 1997, Chemostratigraphy, alteration and oxygen isotope trend in a drillhole profile through the heath Steele B Zone deposit stratigraphy sequence, New Brunswick. *The Canadian Mineralogist* 35; 841- 74.
82. Leveille, R., & Marschik, R. (2000). Iron oxide copper-gold deposits in South America [abs.]. Paper presented at the International Geological Congress, 31st, Rio de Janeiro, Brazil.
83. Levresse, G., & González-Partida, E. (2003). Highly oxidised gold skarn fluids evolution in the Mezcala deposit, Guerrero, Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 78, 649-652.
84. Lindberg, K., Samuelson, A., Rynnel-dagöö, B., Smith, E., & Hammarström, L. (1993). Nasal administration of IgA to individuals with hypogammaglobulinemia. *Scandinavian journal of infectious diseases*, 25(3), 395-397.
85. Lottermoser, B. (1992). Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1), 25-41.
86. Lowe, N.T., Raney, R.G. and Norberg, J.R., 1986, Principal deposits of strategic and critical minerals in Nevada: U.S. Bureau of Mines Information Circular 9035, 202 p.
87. Marschik, R., & Leveille, R. (1998). The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide coppergold deposits, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 11, 51-76.
88. Maruyama, S., Liou, J.G. and Suzuki, K., 1982, The peristerite gap in low-grade metamorphic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 81, 268-276.
89. Masuda, A. and Ikeuchi, Y., 1979, Lantanide tetrad effect observed in marine environment. *Journal of Geochemistry* 13, 19-22.
90. Mazaheri, S. A., 1995- Petrological studies of skarns from Marulan South, New South Wales, Australia and Sangan, Khorasan, Iran. P.h. D. thesis, University of Wollongong, New South Wales, Australia.

91. Meinert, L.D., 1984, Mineralogy and petrology of Iron skarns in western British Columbia, Canada, *Economic Geology* 79, 869-882.
92. Meinert, L.D., 1987, Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog mine, Central mining district. New Mexico, *Econ. Geol.*, v. 82, 523-545 p.
93. Meinert, L.D., 1992, Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, v. 19, n. 4, 145-162 p.
94. Meinert, L.D., 1993, Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, I.R. and Duke, J.M. (Eds.), *Mineral deposit modelling*. Geological Association of Canada Special paper40, 596-583.
95. Meinert, L.D., 1995, Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: *Magmas, Fluids and Ore Deposits*, Thompson, J.F.H. (Ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23, 400-418.
96. Meinert, L.D., 1998, Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration, *Explor. Mining Geol.*, v. 6, p. 185-208, Elsevier.
97. Meinert, L.D., Brooks, J.W. and Myers, G.L., 1990, Whole rock geochemistry and contrast among skarn-types: in Meinert, L.D. (ed.), *Skarn deposits in Nevada, Great Basin Symposium, Geology and ore deposits of the Great Basin: Geological Society of Nevada, fieldtrip 2, Guide book*, 179-192 p.
98. Middlemost, E.A.K., ١٩٩٤, Naming materials in the magma\igneous rocks system. *Earth Sci. Rev.*, v. 3, 215-224 p.
99. Milanovsky, E. E., 1987, Rifting evolution in geological history. *Tectonophysics*143, 103-118.
100. Mineral information institute. Available on: <http://www.mii.org/minerals/photoiron/>.
101. Miyashiro,A., 1973, *Metamorphism and metamorphic belts*. New York, John Wiley and Sons, 479p.



102. Mohajjel, M., 1997, Structure and tectonic evolution of paleozoic-mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran, Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia (Unpublished).
103. Mohajjel, M., Fergussen, C.L. and Sahandi, M.R., 2003, Cretaceous-tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earthsciences* 21, 397-412.
104. Mosier, D.L. and Menzie, W.D., 1986, Grade and tonnage model of Fe skarn deposits, in Cox, D.P. and Singer, D.A., eds., *Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin* 1693, p. 94 -97.
105. Naslund, H., Aguirre, R., Dobbs, F., Henriquez, F., & Nyström, J. (2000). The origin, emplacement and eruption of ore magmas. Paper presented at the IX Congreso Geologico Chileno Actas.
106. Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E. and Smith, T.E., 1990, Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, interior Alaska: in Stein, H.J. and Hannah, J.L. (eds.), *Ore-bearing granite systems: Petrogenesis and mineralizing processes: Geological Society of America, Special Paper*, 121-142 p.
107. Nowroozi A.A. 1971. Seismo-tectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 61, 2, 317-341.
108. Nykänen, V., Groves, D., Ojala, V., Eilu, P., & Gardoll, S. (2008). Reconnaissance-scale conceptual fuzzy-logic prospectivity modelling for iron oxide copper-gold deposits in the northern Fennoscandian Shield, Finland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 55(1), 25-38.
109. Paschier, C.W., Trouw, R.A.J., 1998, *Microtectonics*, Springer Verlag, 289p.
110. Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G. 1984). "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of petrology*. 5, pp: 956-983.

111. Peishan, Z., Zhuming, Y., Kejie, T. and Xueming, Y., 1995, Mineralogy and geology of Rare Earths in China, Science press, Beijing, China, 209p .
112. Piccoli, P.M. and Candela, P.A., 1994, Titanite microchemistry and the interpretation of magmatic and hydrothermal processes in granitic systems. Geological Society of America Abstract Programs 26, 499.
113. Pichler, H., 1997, Rock-forming minerals in thin section, Chapman & Hall, 220 p.
114. Pirajno F.,(1992) " Hydrothermal mineral deposits – Principles and fundamental concepts for the Exploration Geologist". Springer-Verlag. pp.706 .
115. Pollard, P.J., 2006, An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces: Mineralium Deposita, v. 41, 179–187 p.
116. Pons, J. M., Franchini, M., Meinert, L., Recio, C., & Etcheverry, R. (2009). Iron Skarns of the Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina. Economic Geology, 104(2), 157-184.
117. Ramdohr, P. (1980). THE ORE MINERALS i {ñ AND THEIR INTERGROWTHS.
118. Ray, G. E., & Dawson, K. M. (1998). Mineralized skarns in the Canadian cordillera. Mineralized intrusions-related skarns systems, Mineralogical Association of Canada, Short course, 26, 475-518.
119. Ray, G. E., 1996, Fe skarns, British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20, 63-65 p.
120. Ray, G., & Webster, I. (2007). Geology and chemistry of the low Ti magnetite-bearing Heff Cu-Au skarn and its associated plutonic rocks, Heffley Lake, south-central British Columbia. Exploration and Mining Geology, 16(3-4), 159-186.
121. Ray, G., Webster, I., & Dawson, G. (1996). The stratigraphy of the Nicola Group in the Hedley district, British Columbia, and the chemistry of its intrusions and Au skarns. Canadian Journal of Earth Sciences, 33(8), 1105-1126.

122. Ray, G.E., 1995, Fe skarns. In: Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Available on: [www.Em.gov.bc.ca/Mining/Geosurv/Metallicminerals/Mineral deposit profiles/profiles/K03.htm](http://www.Em.gov.bc.ca/Mining/Geosurv/Metallicminerals/Mineral%20deposit%20profiles/profiles/K03.htm).
123. Reeve, J., Cross, K., Smith, R., & Oreskes, N. (1990). Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit. *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*, 2, 1009-1035.
124. Roedder, E., 1984. "Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America*". *Reviews in mineralogy*, 12, pp. 1-644.
125. Rollinson, H.R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, U. K., 352p.
126. Sangster, D.F., 1969, The contact metasomatic magnetite deposits of British Columbia; *Geol. Surv. Can., Bulletin 172*, 85 p.
127. Schnetzler, C.C. and Philpotts, J.A., 1970, Partition coefficient of rare-earth elements between igneous matrix material and rock forming mineral phenocrysts, II, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 331-340.
128. Schröder J.W. 1944. Essai sur la structure de l'Iran. *Eclogae geol. Helv.*, 37, 1, 37-81.
129. Shand, S. (1943). *Eruptive rocks*: London. Murby and Co.
130. Shepherd, T.J. Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow.
131. Shimazaki, H. (1980). Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Economic Geology*, 75(2), 173-183.
132. Siegel, F.R., 1979, *Reviews of research on modern problems in geochemistry*, International Association for geochemistry and cosmochemistry, *Earth Sciences* 16, Unesco.
133. Sillitoe, R.M., 2003, Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 787–812.

134. Sokolov, G.A., and Grigor'ev, V.M., 1977, Deposits of iron, in Smirnov, V.I., ed., Ore deposits of the U.S.S.R.: London, Pittman, v. 1, p. 7-113.
135. Stager, H.K., 1977, Geology and ore deposits of Lander County, Nevada: Nevada Bureau of Mines and Geology Bulletin 88, Part II, Mineral deposits, 106 p.
136. Stahl, A. F. (1897), Zur Geologie von Persian, Geognostische Beschreibung von Nord-und Zentral Persian. Petermann's Geographische Mittheilungen Gotha, Ergänzungsheftiche, 22, 72 p.
137. Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review, American Association of Petrological Geology B.52, No.7, 1229-1258.
138. Stocklin, J., 1977b, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. In Livre a la memoire de Albert de Lapparent(1905-1975). Mem. Horsser. No 8. Soc. Geol. France, 333-353.
139. Stöcklin, J. (1954), Geology of the area between Kashan, Ardestan and Isfahan. National Iran Oil Company, Geological Report, 08, 24 p. (unpublished).
140. Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotope systematics of Oceanic Basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.
141. Takeno, N. (2005). Atlas of Eh-pH diagrams. Geological survey of Japan open file report, 419, 102.
142. Takin M. 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature (London), 235, 5334, 145-150.
143. Tullis, J.T., Snoke, A.W. and Todd, V.R., 1982, Significance of petrogenesis of mylonitic rocks. Geology 10, 227-230.
144. Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1987, Igneous and metamorphic petrology, McGraw Hill, 694p.
145. Vaughan, D.J. and Craig, J.R., Mineral chemistry of metal sulphides, Cambridge University Press, London, 493p, 1978.

146. Whitney, J. A., Hemley, J. J., & Simon, F. O. (1985). The concentration of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granitic compositions; the sulfur-free system. *Economic Geology*, 80(2), 444-460.
147. Whitney, P. R., & Olmsted, J. F. (1998). Rare earth element metasomatism in hydrothermal systems: The Willsboro-Lewis wollastonite ores, New York, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(17), 2965-2977.
148. Wilkinson, J., 2001. "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits". *Lithos* 55, pp. 229-272.
149. Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H., & Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 371-405.
150. Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., and Marschik, R., 2005, Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space-time distribution, and possible modes of origin: *Economic Geology 100TH Anniversary volume*, p. 371–405.
151. Williams-Jones, A. E., Samson, I. M., & Olivo, G. R. (2000). The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, 95(2), 327-341.
152. Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
153. Winkler, H.G.F., 1979, *Petrogenesis of Metomorphpic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 348pp.
154. Zahedi, M., & Amidi, S.M., 1991. Geological map of Kashan, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
155. Zhao, X.-F., & Zhou, M.-F. (2011). Fe–Cu deposits in the Kangdian region, SW China: a Proterozoic IOCG (iron-oxide–copper–gold) metallogenic province. *Mineralium Deposita*, 46(7), 731-747.

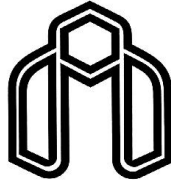
156. Zitzmann,Arnold, 1977, The iron ore deposits of the western U.S.S.R.,  
inZitzmann, A., ed., The iron ore deposits of Europe and adjacent areas:  
Hannover, Bundesanstalt fhr Geowissenschaften und Rohstoffe, v. 1, 325-391 p.

## Abstract:

The Vartaveh iron deposit located in 25 km south of Kashan city and 8 km southeast of Ghamsar, in the Urumieh-Dokhtar volcano-plutonic belt. The dominant cropped out rock units in the area involve Eocene volcano-sedimentary rocks and a post Early (Middle?) Miocene dioritic-quartz dioritic intrusion. The ore dominantly contain magnetite, which in parts is associated with hematite and sulfide minerals involving pyrite and chalcopyrite, and some secondary minerals such as malachite, limonite, goethite and manganese oxides. Ore textures are massive, brecciated, vein-veinlets and disseminated. Major wall rock alterations are chloritic, epidotic, sericitic, and argillic. Geochemical studies indicate a calc-alkaline and meta-alumina and a magmatic arc-related nature for the intrusion. In overall, field studies, structure and textures, mineralogical, alteration and geochemical studies, and investigating of relationship between the intrusion, host rocks and mineralization, shows that iron mineralization in the Vartaveh area is of skarn-type. So, intruding of the dioritic-quartz dioritic body into the calcareous tuffs caused iron mineralization. The faults, joints and fractures had an important role for conduction of the ore fluids. Fluid inclusion study indicates salinity of ore fluids as 5.40-15.78 wt% NaCl in calcite and 7.16-10.64 wt% in quartz and average of 9.56 wt% NaCl. This study also shows temperature of homogenization of fluid inclusions as 150-289 °C in calcite and 274-310 °C in quartz. Processing of mineral chemistry data on garnet from the skarns indicate andradite and grossular, belonging to iron skarn fields. By integrating data from all the above studies, a calcic skarn-type formation is proposed for the Vartaveh deposit. Furthermore, some mineralogical, textural, structural and geochemical evidences also indicate some similarities of the Vartaveh deposit to the iron oxide copper gold (IOCG) deposits.

Keywords: Skarn, Iron, Magnetite, Kashan, Vartaveh.





**Shahrood University of Technology**

**Faculty of Earth Sciences  
Department of Petrology and Economic Geology  
MSc thesis**

**Mineralogy, geochemistry and genesis of the Vartaveh iron  
deposit, south of Kashan**

**Majid Vakili Nooshabadi**

**Supervisor**

**Dr. Fardin Mousivand**

**Advisors**

**Dr. Maryam Sheibi**

**September 2014**