

ژئوشیمی رخساره‌های کانهدار و پهنه‌بندی دگرسانی در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد باریت-سرب-مس ورندان، جنوب غرب قمصر

فایق هاشمی^۱، فردین موسیوند^۲ و مهدی رضایی کهخانی^۳

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، عضو هیئت علمی دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. دکتری پترولوژی، عضو هیئت علمی دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۱/۰۷

چکیده

کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد باریت-سرب-مس ورندان در جنوب غرب قمصر و در کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. کانهداری در کانسار ورندان به صورت چهار زیرافق کانهدار و در واحد ۱ (عمدتاً شامل توف‌های اسیدی و آندزیت) توالی آتشفشانی-رسوبی میزبان با سن ائوسن میانی-بالائی رخ داده است. رخساره‌های متمایز شده در این کانسار شامل: (۱) رگه-رگچه‌ای، (۲) مجموعه‌های برشی دهانه‌ای، (۳) توده‌ای، (۴) لایه‌ای-نواری و (۵) رسوبات گرمابی-بروندمی آهن و منگنزدار می‌باشند. دگرسانی عمده در سنگ دیواره از نوع کلریتی-سیلیسی و سیلیسی-سرسیتی می‌باشد. دگرسانی کلریتی-سیلیسی همراه با رخساره‌های استرینگر و برشی در کمربند زیر افق‌های معدنی و در مرکز سیستم وجود دارد و دگرسانی سیلیسی-سرسیتی در اطراف بخش کلریتی زیرافقی‌های معدنی و همچنین به همراه باریت قرار گرفته است. آنالیز الکترون میکروپروپا بر روی کانی‌های کلریت از کمربند (رخساره‌های استرینگر) زیرافق دوم و سوم نشان می‌دهد که این کلریت‌ها در رده کلریت‌های غنی از آهن و نزدیک به قطب کلینوکلر هستند که با ویژگی‌های کلریت در پهنه‌های دگرسانی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد مطابقت نشان می‌دهند. بررسی‌های ژئوشیمیایی رخساره‌های کانهدار نشان می‌دهد که میزان عناصر Ag ، As ، Sr و Cu ، Sb در بخش چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) زیرافق سوم خیلی بالاتر از زیرافق‌های دیگر است و به‌طور میانگین به ترتیب برابر ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰ و ۱۰۱۳ ppm می‌باشند. در مجموع مطالعات ژئوشیمیایی نشان دهنده وجود پهنه‌بندی فلزی در این کانسار است که از ویژگی‌های کانسارهای VMS می‌باشد. پهنه‌بندی فلزی ناشی از نفوذ سیالات داغ مس‌دار می‌تواند از گسترش پدیده پالایش پهنه‌ای^۱ و رخداد فرآپالایش^۲ باشد که نتیجه آن شستشوی دوباره مس توسط سیال داغ گرمابی از مجموعه دهانه‌ای و تهنشست آن در داخل رخساره لایه‌ای-نواری می‌باشد. از میان رخساره‌های مختلف زیرافق‌های کانهدار کانسار ورندان، رخساره لایه‌ای-نواری زیرافق سوم برای استخراج عناصر کمیاب از جمله نقره می‌تواند دارای ارزش اقتصادی باشد.

واژه‌های کلیدی: باریت-سرب-مس، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، کوروکو، ژئوشیمی، الکترون میکروپروپا (EPMA)، ورندان، قمصر.

1. Electron Probe Micro-Analyzer (EPMA)

2. Zone refining

3. Over refining

* نویسنده مرتبط: fmuosivand@yahoo.com

مقدمه

به اینکه زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورندان از لحاظ عیار و تناژ مواد معدنی باریتی و فلزات پایه دارای تغییراتی هستند لذا، عیار و تناژ این رخساره‌های مختلف کانسار در زیرافق‌ها رسم و مورد مقایسه قرار می‌گیرند. در این مقاله، مطالعات چینه‌شناسی ژئوشیمیایی^۱ یا ژئوشیمی رخساره‌های کانه‌دار و شیمی کانی‌های دگرسانی و پهنه‌بندی دگرسانی کانسار باریت-سرب-مس ورندان، در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر مورد بررسی قرار می‌گیرد. همچنین در مورد شباهت و تفاوت‌های پهنه‌بندی دگرسانی کانسار ورندان با کانسارهای VMS بحث خواهد شد.

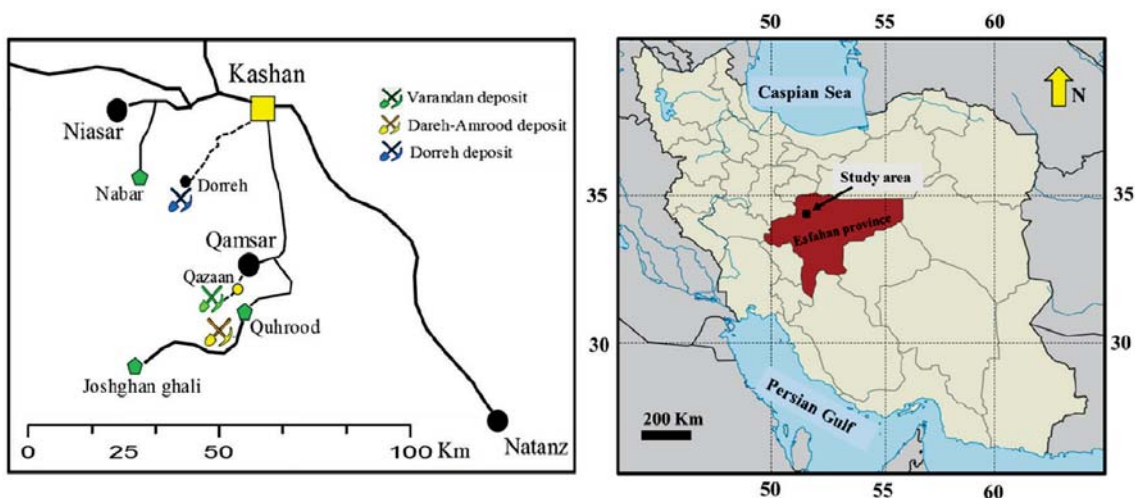
روش مطالعه

مطالعات صحرایی زمین‌شناسی ناحیه‌ای در محدوده معدنی، بر روی افق‌های اصلی در ناحیه، زیرافق‌ها در کانسار ورندان و همچنین پهنه‌بندی دگرسانی در این کانسار در تابستان ۱۳۹۲ صورت گرفت و بصورت سیستماتیک از داخل تونل‌ها و لایه‌ها نمونه برداری شد. مطالعات جهت تعیین گستردگی نوع دگرسانی و نوع پهنه‌بندی آن در اطراف زیرافق‌های معدنی بصورت پیمایش در اطراف ماده معدنی در صحرا و بررسی تعداد ۲۳ مقطع صیقلی و نازک صیقلی در آزمایشگاه تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد و برای تکمیل مطالعات دگرسانی دو نوع کلریت با رنگ‌های متفاوت از کمربین زیرافق دوم و سوم انتخاب گردید و به روش الکترون میکروپروب (EPMA) در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (بخش کانی‌شناسی) آنالیز گردید. برای مطالعات ژئوشیمیایی زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورندان، تعداد ۱۷ نمونه به صورت سیستماتیک از داخل تونل‌ها و لایه‌های باریتی، کمر پایین و کمر بالای ماده معدنی و رخساره‌های مختلف هر زیرافق، جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب برداشت شد و به روش‌های ICP-OES و XRF تجزیه گردید. آنالیزهای مربوطه با حمایت مالی سازمان توسعه معادن و صنایع معدنی ایران^۲ در شرکت فرآوری و تجزیه نمونه‌های معدنی انجام شد.

کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد باریت-سرب-مس ورندان در استان اصفهان و در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب قمصر قرار گرفته است (شکل ۱). پیشینه مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه جنوب و جنوب‌شرق کاشان، به عملیات اکتشاف ژئوشیمیایی ناحیه‌ای در ورقه ۱:۲۰۰۰۰ قهرود در قالب پروژه اکتشافی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور باز می‌گردد که توسط مهندسین مشاور تحقیقات معدنی خاک کوب (۱۳۷۰) به صورت نیمه تفصیلی و به منظور تعیین زمین‌شناختی-معدنی، پیگیری زون‌های کانه‌دار، تعیین موقعیت آن‌ها و در صورت امکان برآورد ذخیره زمین‌شناسی برای این تمرکزها، مطالعاتی انجام شد و در گوشه شمال غربی نقشه ۱:۲۰۰۰۰ قهرود توصیف ناحیه‌ای از منطقه معدنی ورنندان ارائه شد. مطالعات پتانسیل اقتصادی بر روی برخی از کانسارهای باریت در پهنه ارومیه-دختر و در ناحیه قم-کاشان-دلیجان مثل کانسار باریت دره کاشان و کانسار تپه سرخ بیجان دلیجان انجام شده است. بر اساس این تحقیقات تیپ کانه‌زائی در این کانسارها، سولفید توده‌ای آتشفشانزاد تیپ کروکو می‌باشد (نظری و همکاران، ۱۳۷۰ و خلج معصومی و همکاران، ۱۳۸۹). هرچند که محققین قبلی (ایزدی، ۱۳۷۵ و فرخ بی و همکاران، ۱۳۸۹) کانسار ورنندان (فزان) را از نوع اپی ترمال دانسته‌اند، اما براساس مطالعات دقیق‌تر انجام گرفته، کانه‌زائی از نوع سولفید توده‌ای آتشفشانزاد تیپ کروکو می‌باشد (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۶). قابل ذکر است پروانه بهره‌برداری کانسار باریت دره (درین) کاشان در سال ۱۳۵۵ بنام شرکت سهامی خاص درین کاشان صادر شد. عملیات استخراجی مدت‌ها متوقف ماند و از سال ۱۳۶۶ بهره‌برداری از آن آغاز شد، که در این مدت برای جبران کمبود خوراک کارخانه فرآوری از کانسار باریت-سرب-مس ورندان نیز باریت استخراج و در سال ۱۳۸۹ استخراج از این معدن به‌طور کامل متوقف شد. در کانسار ورنندان چهار تونل در امتداد چهار زیرافق کانه‌دار بصورت کارهای شدادی قدیمی وجود دارد و هم اکنون کانسار بصورت غیرفعال می‌باشد و هیچ‌گونه گمانه اکتشافی و حفاری در کانسار صورت نگرفته است. با توجه

1. Chemostratigraphy

2. IMIDRO



شکل ۱. نقشه راه‌های دسترسی به کانسار مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲)

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و محدوده‌های معدنی

بر اساس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) و ۱:۲۰۰۰۰ قهرود (شرکت مهندسی مشاور تحقیقات معدنی خاک کوب، ۱۳۷۰) قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون‌دار در منطقه، ماسه‌سنگ و شیل سازند شمشک (ژوراسیک) و شیل و آهک‌های کرتاسه می‌باشند. بر روی این واحدها بصورت دگرشیبی، واحدهای سنگی پالئوزن گسترش دارند (شکل ۲). بخش‌های سنگی پالئوزن در محدوده مورد مطالعه بر حسب جایگاه چینه‌شناسی و تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی از پایین به بالا به چهار بخش E_5^I به سن ائوسن میانی، E_6^V ائوسن بالایی، O_1 اولیگوسن و OM_4 به سن اولیگومیوسن تقسیم می‌شوند (شکل ۲). بخش E_5^I شامل توف‌سیلیسی خاکستری و سبزرنگ، آندزیت، توف‌برش، شیل، آهک، مارن و سنگ‌های آذرآواری است. بخش E_6^V شامل آذرآواری‌ها و گدازه‌های آندزیت-بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت، همراه با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نومولیت‌دار و آهک می‌باشد. بخش O_1 (سازند قرمز زیرین) شامل کنگلومرای قرمز، مارن، ماسه سنگ و گاهی ولکانیک است و بخش OM_4 (سازند قم) از شیل خاکستری تیره، مارن سبز، ماسه سنگ و سنگ آهک تشکیل شده است. بر اساس مطالعات انجام گرفته، منطقه ورندان شامل یک تاقدیس و ناودیس است که دارای روند محوری NE-SW می‌باشد (شکل ۳). توالی آتشفشانی-رسوبی تشکیل دهنده

این تاقدیس (بخش E_5^I) ماهیت چندگانه دارد و دارای سن ائوسن میانی-بالایی می‌باشد. نقشه زمین‌شناسی و توالی محدوده معدنی در ناحیه ورندان با تلفیق واحدهای سنگ‌شناسی (شکل‌های ۲ و ۳) نشان داد که توالی میزبان کانسار به ترتیب شامل سه واحد، Unit1، Unit2 و Unit3 می‌باشد (شکل ۴). واحد ۱ (Unit1) شامل توف‌سیلیسی خاکستری و سبزرنگ، آندزیت و توف برشی شده است. واحد ۲ (Unit2) شامل آهک نومولیت و مرجان‌دار سفید و خاکستری رنگ، توف آهکی، مارن و شیل است که در نقشه ناحیه‌ای به عنوان بخش اصلی (E_5^I) معرفی شده است. این واحد در توالی کانسار ورندان به دو صورت توف آهکی، شیل و مارن (P1) و آهک نومولیت و مرجان‌دار سفید و خاکستری رنگ که به‌طور محلی مرمری و اسکارنی شده (P2) معرفی شده است (شکل‌های ۳ و ۴). واحد ۳ (Unit3) شامل توف‌برش و کریستال لیتیک توف می‌باشد. واحدهای ۱ و ۲ هر دو جزئی از بخش (E_5^I) در نقشه ناحیه‌ای (شکل ۲) می‌باشند. در این کانسار چهار زیرافق کانه‌دار وجود دارد که جایگاه آنها در شکل ۴ مشخص شده است. قابل ذکر است که توده گرانیتی-گرانودیوریتی در منطقه ورندان بعداً در این حوضه نفوذ کرده است. جایگاه کانسار مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی منطقه (شامل بخش‌های اصلی) نشان داده شده (شکل ۲) و توالی چینه‌شناسی آن رسم گردیده

1. Bimodal

کرده‌اند. همچنین کانسار ورندان با کانسارهای مشابه در ایران و جهان مورد مقایسه قرار گرفته و براساس شواهد موجود، تیپ کانه‌زایی این کانسار از نوع سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) تشخیص داده شده است.

دگرسانی و پهنه‌بندی آن در کانسار ورندان

دگرسانی عمده در سنگ دیواره کانسار ورندان از نوع کلریتی-سیلیسی و سیلیسی-سرسییتی می‌باشد (شکل ۵) و سنگ میزبانی که این دگرسانی‌ها را متحمل شده است، توف‌های سیلیسی و آندزیت با رگه-رگچه‌های باریتی-سیلیسی فراوان می‌باشد. دگرسانی کلریتی-سیلیسی همراه با رخساره‌های استرینگر و برشی در کمربین زیر افق‌های معدنی و در مرکز سیستم وجود دارد و دگرسانی سیلیسی-سرسییتی در اطراف بخش کلریتی زیرافق‌های معدنی و همچنین به همراه باریت قرار گرفته است (شکل ۵). این کانسار در کمربالای زیرافق‌های یک، دو و سه معدنی شدت دچار دگرسانی سیلیسی-کلریتی شده است (به دلیل تأثیر رخدادهای گرمایی آتشفشانزادهای جدیدتر بر قدیمی‌ترها)، اما در کمربالای زیرافق چهارم، آثاری از دگرسانی دیده نمی‌شود. در شکل ۵ موقعیت برداشت نمونه‌ها از کلریت‌های مختلف زیرافق دوم و زیرافق سوم (شبه کلریت‌های زیرافق اول و چهارم) جهت آنالیز الکترون میکروپروب (EPMA) نشان داده شده است.

در شکل ۶، نمایی از زیرافق سوم کانه‌زایی در کانسار ورندان نشان داده شده است. دگرسانی‌های مختلف این زیرافق در نمایی نزدیک‌تر شامل دگرسانی کلریتی-سیلیسی و سیلیسی-سرسییتی می‌باشد و توسط ریز گسل‌های بعدی جابجا شده است. همچنین دگرسانی کلریتی-سیلیسی و دگرسانی سیلیسی-سرسییتی در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی نشان داده شده است (شکل ۶).

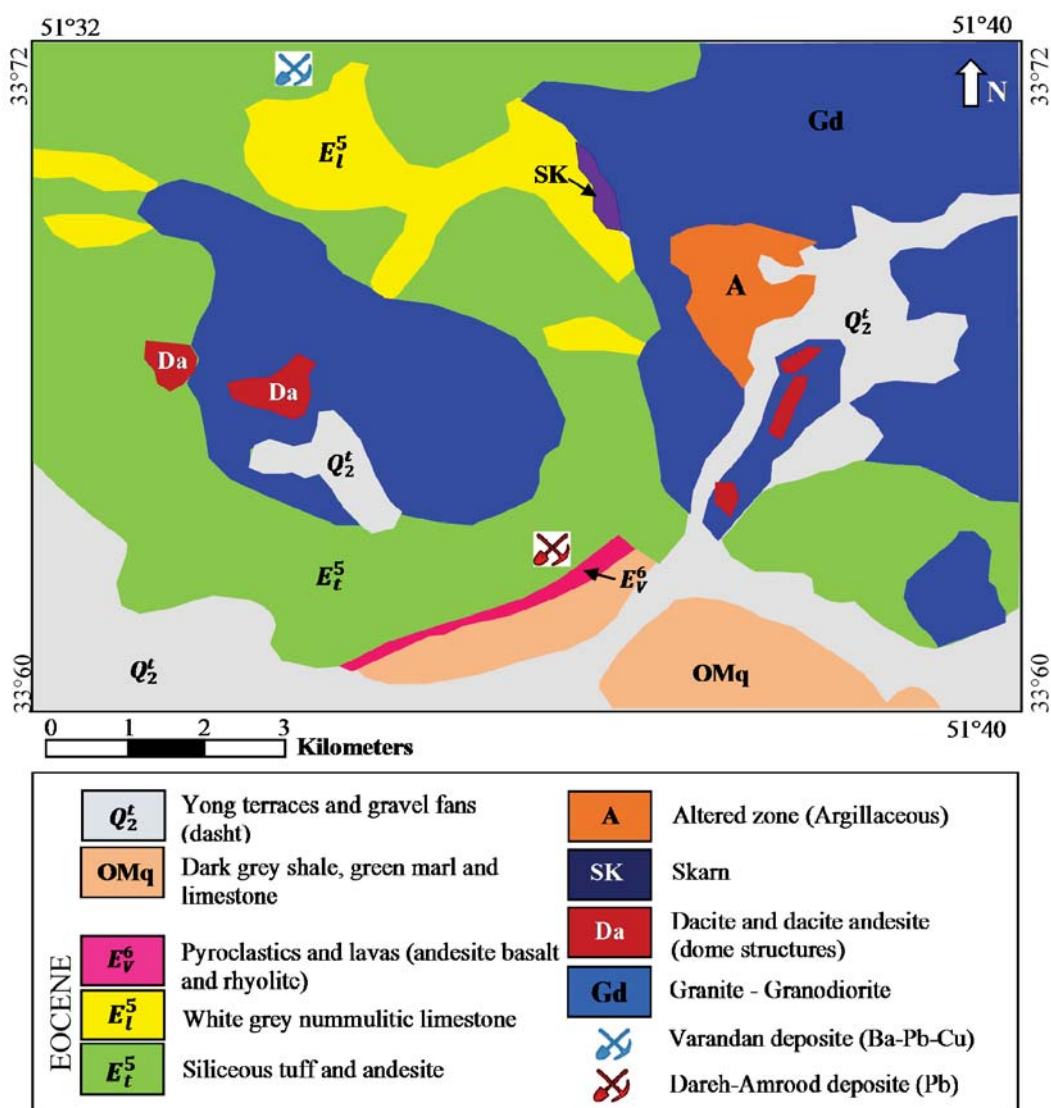
است که در این توالی، زیرافق‌های معدنی^۱ شامل باریت و سولفیدهای سرب و مس می‌باشد (شکل ۳).

ویژگی‌های کانه‌زایی در کانسار ورندان

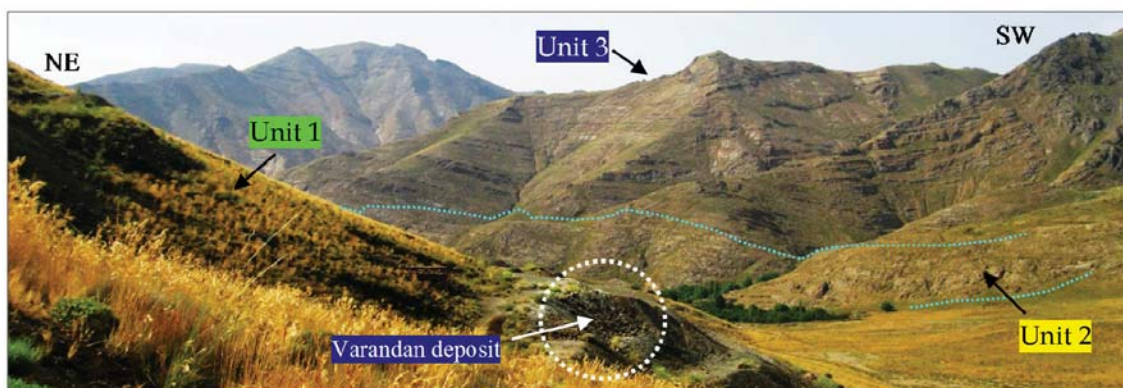
کانه‌زایی در کانسار ورندان در بخش اول (E_3^1) و در واحد ۱ (Unit 1) توالی میزبان بصورت رخدادهای معدنی متعدد در چهار زیرافق معدنی و در یک تاقدیس با روند محوری (NE-SW) رخ داده است (شکل ۴). سه زیرافق در یال جنوب‌شرقی و زیرافق چهارم در یال دیگر تاقدیس و در توالی بالاتر از زیرافق ۳ می‌باشد و بصورت همخوان و همروند با سنگ‌های میزبان قرار گرفته‌اند. در این کانسار چهار تونل در امتداد چهار زیرافق کانه‌دار بصورت کارهای شدادی قدیمی وجود دارد و هم اکنون کانسار بصورت غیرفعال می‌باشد و هیچ‌گونه گمانه اکتشافی و حفاری در کانسار صورت نگرفته است (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۶). بر اساس مطالعات ساخت، بافت و کانی‌شناسی در کانسار ورندان پنج رخساره کانه‌دار در هرکدام از زیرافق‌های معدنی تشکیل شده است و از پایین به بالا عبارتند از: ۱- رگه-رگچه‌های باریتی-سیلیسی سولفیدی قطع کننده سنگ‌های میزبان کانسار (رخساره رگه-رگچه‌های^۲)، ۲- قطعات باریتی و سنگ میزبان در خمیره‌ای از کانی‌های رسی و جانشینی باریت توسط پیریت‌های توده‌ای (مجموعه‌های برشی دهانه‌ای^۳)، ۳- باریت بصورت توده‌ای همراه با دانه‌های پراکنده سولفیدی (رخساره نیمه توده‌ای و توده‌ای^۴)، ۴- تناوب لایه‌های سفید رنگ باریتی با لایه‌های تیره رنگ از جنس گالن (رخساره لایه‌ای-نواری^۵)، و ۵- ژاسپر سرخ رنگ در بالای بخش لایه‌ای و توده‌ای و قطعات حل شده باریتی در خمیره‌ای از اکسیدهای آهن و منگنز (رسوبات گرمابی-بروندمی آهن و منگنزدار و سولفیدی^۶) (Hashemi et al., 2014).

همچنین هاشمی و همکاران، (۱۳۹۶) ابعاد و عیار کانه‌سازی (به لحاظ طول و ضخامت و مقادیر فلزات پایه) و همچنین توالی پاراژنز کانه‌ها را به صورت گسترده مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند و افق‌های معدنی را با یکدیگر مقایسه

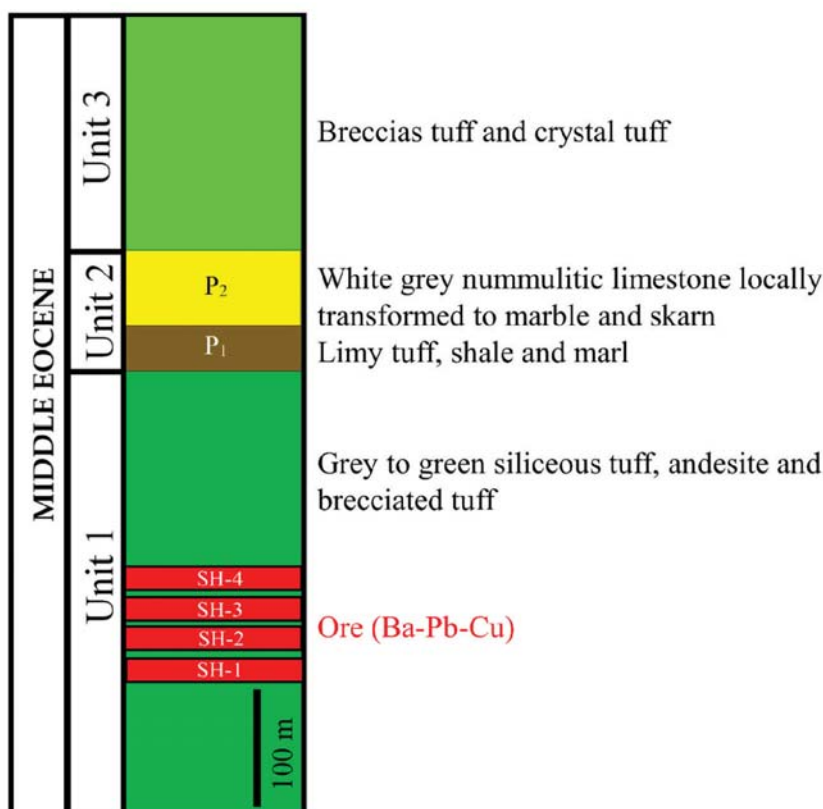
1. Ore
2. Stringer
3. Vent complexe
4. Massive
5. Bedded-banded
6. Hydrothermal-exhalative sediments



شکل ۲. موقعیت کانسار ورنندان و دره امرود در بخشی از نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان و آران و ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (همراه با تغییرات برگرفته از (عمیدی و همکاران، ۱۳۵۹، هاشم امامی و همکاران، ۱۳۵۹ و رادفر و همکاران، ۱۳۷۲)



شکل ۳. نمایی از موقعیت کانسار ورنندان در ناودیس و تاقدیس ورنندان و واحدهای میزبان کانه‌زایی، واحدها مطابق شکل ۳. (دید به سمت جنوب‌شرق)



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی از توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی (E_۳) و جایگاه چهار زیرافق کانه‌دار (SH-1, 2, 3 and 4) در کانسار ورنندان (در توالی کانسار ضخامت ماده معدنی غیر واقعی نشان داده شده است)

و همچنین محتوای بسیار پایین عناصر شاخص در آن‌ها، امکان شناسایی آنها به روش XRD را مشکل می‌سازد بنابراین این ضرورت ایجاد شد که نوع کلریت‌های موجود و شرایط تشکیل آن‌ها مورد طبقه‌بندی و بررسی قرار گیرد. در این تحقیق یک نمونه از کلریت زیرافق دوم و یک نمونه از کلریت زیرافق سوم (شبه کلریت‌های زیرافق اول و چهارم) برای آنالیز الکترون میکروپروب EPMA ارسال شد.

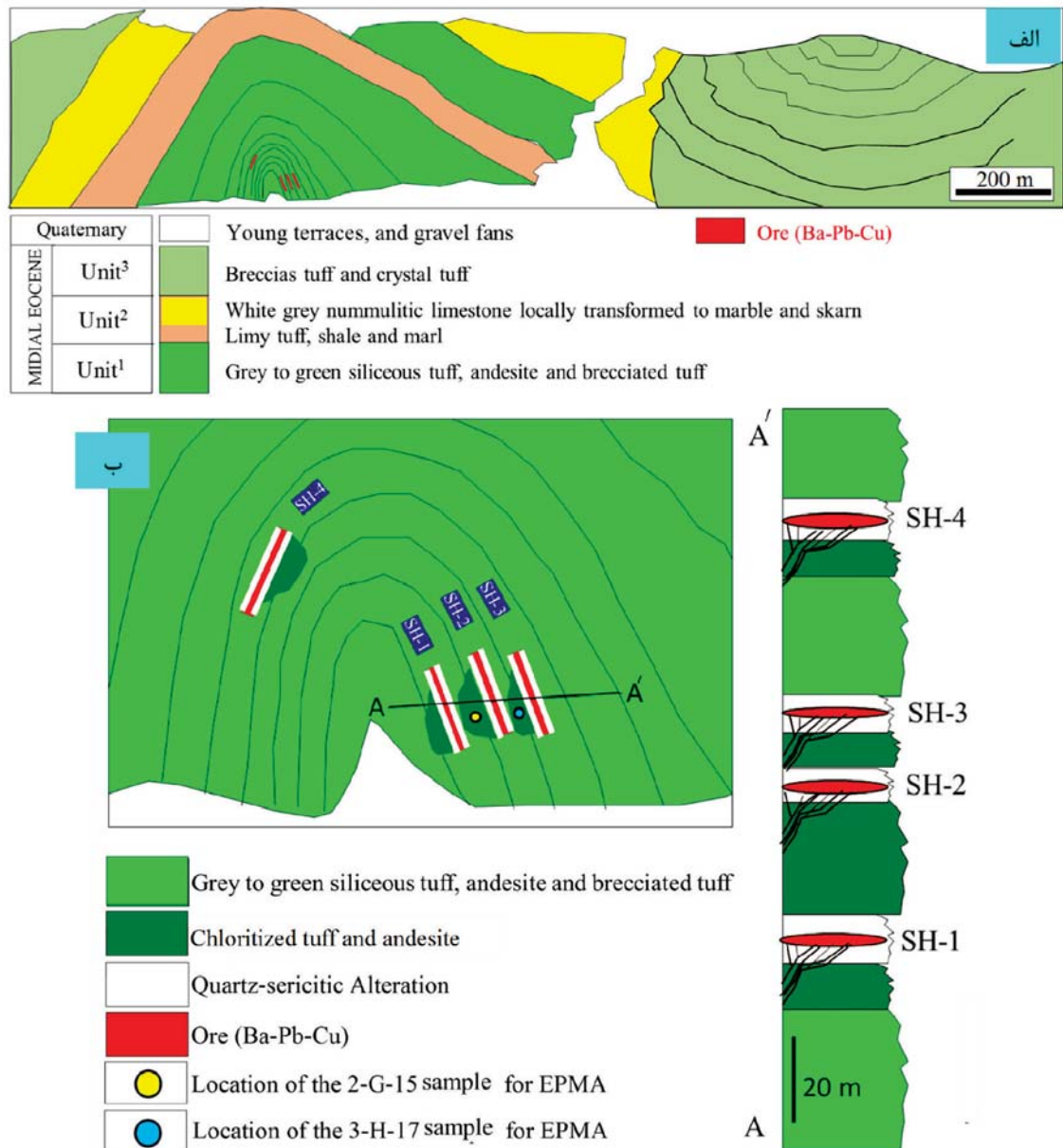
نمونه A با شماره 15-G-2

این نمونه از رخساره استرینگر زیرافق دوم برداشت شده است. این زیرافق یک توف سیلیسی یا آندزیت کاملاً کلریتی شده می‌باشد که رگه-رگچه‌های سیلیسی در آن وجود دارند و مقداری برشی شده‌اند و سیمان آن‌ها از باریت و به مقدار کمتری سیلیس می‌باشد. همان‌گونه که در شکل‌های ۷-الف، ۸-الف و جدول ۱ مشاهده می‌شود، انجام آنالیز EPMA بر روی این نمونه منجر به شناسایی میزان درصد

شیمی انواع کلریت‌ها بر اساس روش الکترون میکروپروب (EPMA)

اساس کار EPMA بمباران الکترونی حجم بسیار کوچکی از نمونه توسط یک تفنگ الکترونی با انرژی بین پنج تا سی کیلو الکترون ولت و اندازه‌گیری میزان فتون‌های X-Ray ساطع شده توسط نمونه می‌باشد. از آنجایی که طول موج X-Ray ساطع شده، مشخصه عنصر معینی می‌باشد، ترکیب نمونه به سادگی توسط ثبت طیف‌های WDS شناسایی می‌شود. الکترون میکروپروب روشی تمام کیفی و تمام کمی است که قادر است بدون تخریب نمونه، حجم بسیار کوچکی (در حد میکرونی) از نمونه را با حساسیت حدود ppm آنالیز کند.

گسترش دگرسانی سیلیسی-کلریتی در کانسار ورنندان در همه زیرافق‌ها، همچنین تفاوت در انواع کلریت‌ها، شباهت نزدیک ترکیبات شیمیایی و ساختار بلوری کلریت‌ها



شکل ۵. الف) نمایی شماتیک از زمین شناسی و موقعیت زیرافق‌های معدنی (SH-1, 2, 3, 4) و دگرسانی‌های گرمایی در مرکز تاق‌دیس در کنسار ورندان، ب) ستون چینه‌شناسی کنسار ورنندان براساس مقطع زمین‌شناسی AA'. موقعیت نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز EPMA نشان داده شده است

منجر به شناسایی میزان درصد اکسیدهای اصلی این کلریت شده که در ادامه نوع آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

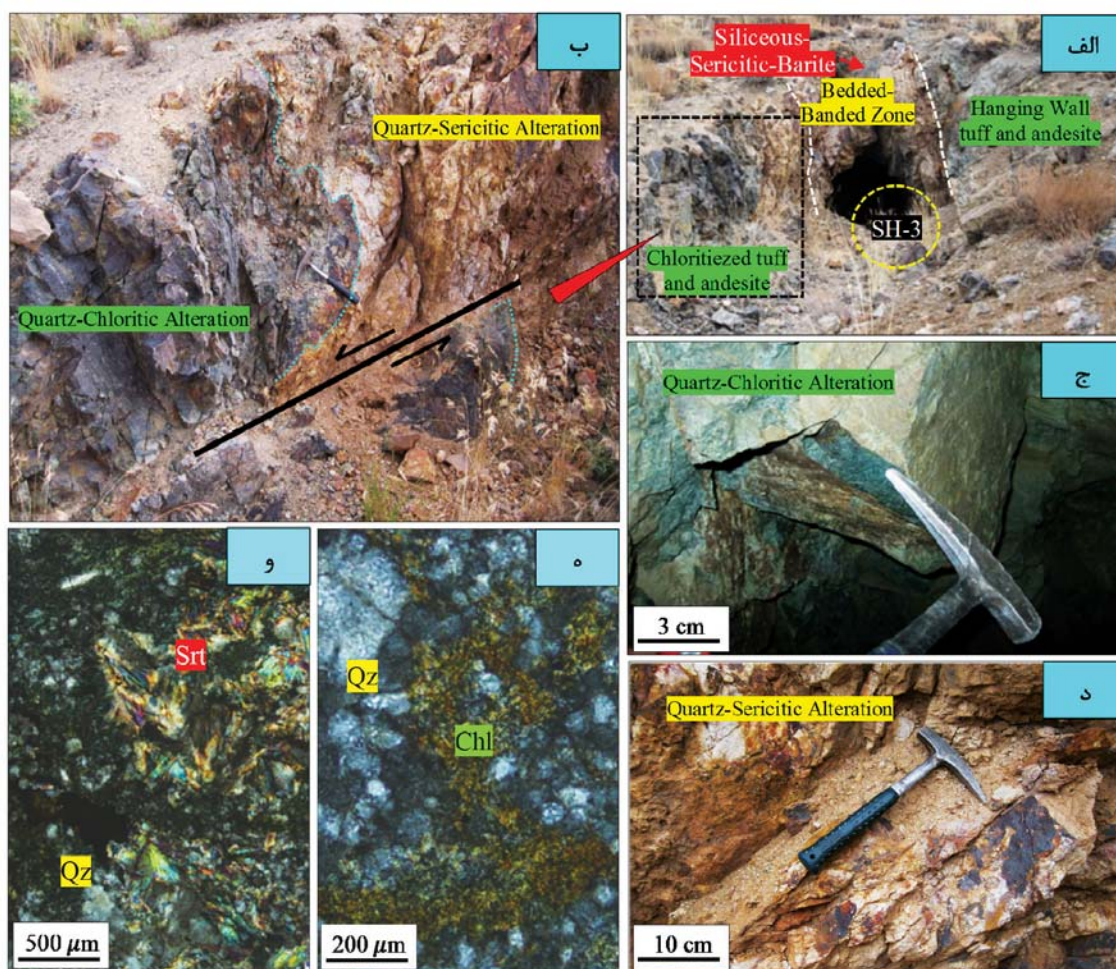
اکسیدهای اصلی این کلریت شده که در ادامه نوع آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

شیمی کلریت و تعیین نوع آنها

مطالعات الکترون میکروپروب بر روی کلریت‌ها در رخساره رگه-رگچه‌ای (استرینگر زون) از موضوعات مورد توجه محققین می‌باشد. یکی از بهترین و جدیدترین پژوهش‌ها در

نمونه B با شماره 3-K-25

این نمونه از رخساره استرینگر زیرافق سوم برداشت شده است. همان‌طور که در شکل‌های ۷-ب، ۸-ب و جدول ۲ مشاهده می‌شود، انجام آنالیز EPMA بر روی این نمونه



شکل ۶. الف و ب) نمایی از زیرافق سوم کانهدار در کانسار ورندان و انواع دگرسانی‌های مختلف این زیرافق در نمایی نزدیک‌تر، ج) دگرسانی سیلیسی-کلریتی در مقیاس نمونه دستی، د) دگرسانی سیلیسی-سرسیتی در مقیاس نمونه دستی، ه) دگرسانی سیلیسی-کلریتی در مقیاس میکروسکوپی با بزرگنمایی ۲۰۰ میکرومتر، و) دگرسانی سیلیسی-سرسیتی در مقیاس میکروسکوپی با بزرگنمایی ۵۰۰ میکرومتر را نشان می‌دهند. کلریت (Chl)، سرسیت (Srt) و کوارتز (Qz)

شده‌اند. مهمترین دسته‌بندی‌های جدید برای کلریت‌های تری اکتاهدال توسط Bayliss (1975) انجام گرفته است که توسط کمیسیون AIPEA فهرست علائم و اختصارات پذیرفته شده است (Bailey, 1980). طبقه‌بندی مشابه توسط Weiss (1991) و Wiewiora and Weiss, (1990) مورد استفاده قرار گرفته که در این طبقه‌بندی کلریت نه فقط از نظر شیمیایی بلکه از لحاظ برخی جنبه‌های ساختاری مانند فضای دارای هشت وجهی نیز مدنظر قرار گرفته است. آنها سه زیر گروه کلریت بسته به دارا بودن نسبت‌های پر و خالی موقعیت هشت وجهی در نظر گرفته‌اند. در این تحقیق از لحاظ ساختاری به کلریت‌ها پرداخته نمی‌شود، بلکه از لحاظ شیمیایی مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرند. در مجموع

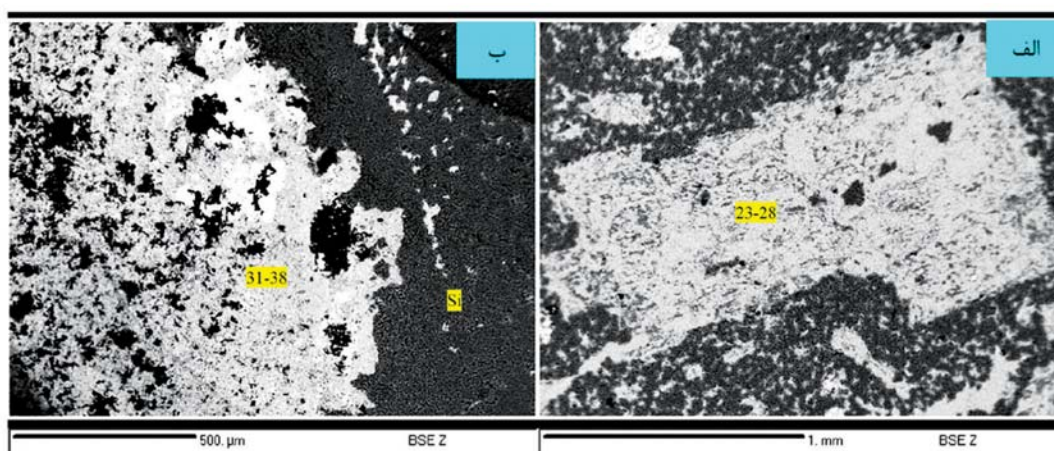
رابطه با این موضوع، تحقیقات (Belkibir et al., 2008) می‌باشد. تنوع ترکیبی در کلریت به قرار گرفتن در حالت اکتاهدال و تتراهدرال مربوط می‌شود (Zane and Weiss, 1998). سطوح اکتاهدال بصورت دو نوع رخ می‌دهند: بصورت لایه‌های ۱:۲ و یا در بین لایه‌ها ورقه هیدروکسیدی می‌باشد. طبقه‌بندی‌های شیمیایی-کریستالی مختلف، توسط (Tschermak, 1890, 1891; Orcel, 1926; Orcel et al., 1950; Winchell, 1936; Serdyuchenko, 1953; Hey, 1954; Brindley and Gillery, 1956; Lapham, 1958; Foster, 1962; Fleischner, 1971) برای کلریت‌ها ارائه شده است که همه آنها بر اساس ترکیب شیمیایی و یا خاصیت فیزیکی کلریت انتخاب

قرار می‌گیرند و به قطب کلریت نوع کلینوکلر خیلی نزدیک‌تر هستند (شکل ۸-الف و ب).

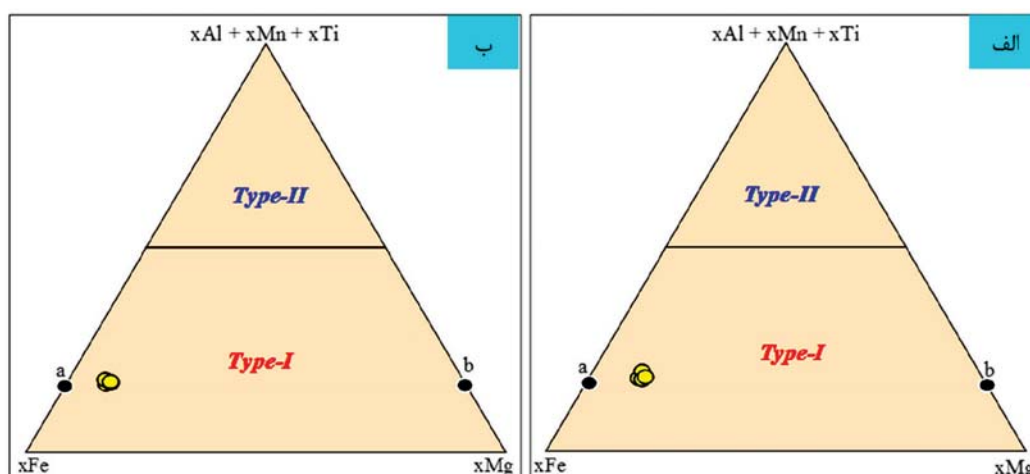
ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره‌های کانه‌دار کانسار ورندان

در کانسار ورندان عیار عناصر در هر کدام از رخساره‌های کانه‌دار چینه‌سان (لایه‌ای-نواری)، رگه-رگچه‌ای (استرینگر) و مجموعه دهانه‌ای، دارای تغییراتی است که در ادامه مورد بررسی قرار خواهد گرفت و پهنه‌بندی فلزی در زیرافق‌های این کانسار شناسایی خواهد شد.

براساس داده‌های شیمیایی و از نظر ساختاری کلریت‌ها براساس Wiewiora and Weiss, (1990)، Weiss, (1991)، Zane and Weiss, (1998) و در حالت اول به دو نوع اصلی دسته‌بندی می‌شوند: (۱) نوع I: مجموع آهن و منیزیم آن‌ها بیشتر از مجموع آلومینیم و دیگر عناصر باشد و (۲) نوع II: مجموع آلومینیم و دیگر عناصر (منگنز و تیتانیوم) آن‌ها بیشتر از مجموع آهن و منیزیم باشد و در دسته‌بندی دیگر به سه نوع تقسیم شده‌اند: (۱) کلریت آهن‌دار، (۲) کلریت منیزیم‌دار^۲ و (۳) کلریت آلومینیم‌دار^۳. در این تحقیق هر دو نوع کلریت کانسار ورندان در محدوده کلریت‌های نوع اول و غنی از آهن



شکل ۷. الف) تصویر مربوط به نمونه شماره 2-G-15 که آنالیز الکترون میکروپروب (EPMA) بر روی آن انجام شده است. ب) تصویر مربوط به نمونه شماره 3-K-25 که آنالیز الکترون میکروپروب بر روی آن انجام شده است. اعداد محل آنالیزها را نشان می‌دهند (جدول‌های ۱ و ۲)



شکل ۸. الف) نمودار مربوط به نمونه شماره 2-G-15 و ب) نمودار مربوط به نمونه شماره 3-K-25 که هردوی آنها در محدوده کلریت‌های نوع اول و غنی از آهن قرار دارند (بر اساس Bailey, 1980). a = Clinocllore و b = Chamosite

1. Fe-chlorite
2. Mg-chlorite
3. Al-chlorite

جدول ۱. ترکیب شیمیایی نقاط مقطع 2-G-15 به روش الکترون میکروپروب (EPMA) برحسب درصد وزنی

Point. No	F	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Total
۲۳/۱.	۰	۰	۰/۱۴	۷/۱۰	۰/۱۱	۱/۰۷	۳۹/۲۷	۰	۲۵/۲۳	۰	۲۷/۰۴	۰/۰۱	۹۹/۹۷
۲۴/۱.	۰	۰	۰/۰۵	۷/۳۳	۰/۰۷۶	۰/۹۴	۳۷/۶۲	۰	۲۵/۷۵	۰	۲۸/۱۹	۰/۰۱	۹۹/۹۶
۲۵/۱.	۰	۰/۰۴	۰/۲۲	۶/۶۹	۰/۱۰	۰/۹۹	۳۸/۳۹	۰	۲۵/۲۶	۰	۲۸/۲۴	۰/۰۴	۹۹/۹۷
۲۶/۱.	۰	۰/۰۲	۰/۱۸	۷/۱۶	۰/۱۰	۰/۹۹	۳۷/۹۵	۰/۰۱	۲۵/۴۷	۰	۲۸/۰۶	۰/۰۲	۹۹/۹۷
۲۷/۱.	۰	۰/۰۵	۰/۰۹	۷/۱۷	۰/۱۱	۱/۰۳	۳۸/۴۹	۰	۲۵/۲۶	۰	۲۷/۷۲	۰/۰۴	۹۹/۹۶
۲۸/۱.	۰	۰/۱۱	۰/۱۶	۷/۱۸	۰/۰۷۸	۱/۰۲	۳۷/۵۰	۰	۲۵/۸۵	۰	۲۸/۰۴	۰/۰۳	۹۹/۹۶

جدول ۲. ترکیب شیمیایی نقاط مقطع 3-K-25 به روش الکترون میکروپروب (EPMA) برحسب درصد وزنی

Point.No	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
۳۰/۱.	۰/۱۷	۰	۱۶/۰۰	۲۴/۰۷	۰/۱۷	۵/۷۹	۰/۰۳۹	۰	۵۳/۷۳	۰	۰	۹۹/۹۷
۳۱/۱.	۰/۰۵	۰/۰۱	۵/۶۸	۰/۱۱	۱/۰۲	۴۰/۴۷	۲۳/۹۹	۰/۰۱	۲۸/۶۰	۰/۰۲	۰	۹۹/۹۶
۳۲/۱.	۰/۱۳	۰	۶/۳۹	۰/۱۱	۰/۹۸	۳۹/۸۳	۲۳/۳۴	۰	۲۹/۱۶	۰/۰۱	۰	۹۹/۹۵
۳۳/۱.	۰	۰/۰۲	۶/۶۷	۰/۰۶	۰/۹۷	۴۱/۰۸	۲۴/۳۴	۰/۰۱	۲۶/۸۰	۰	۰	۹۹/۹۵
۳۴/۱.	۰/۰۳	۰/۰۱	۶/۳۲	۰/۰۷	۱/۱۲	۴۱/۴۸	۲۴/۳۰	۰	۲۶/۶۰	۰/۰۳	۰	۹۹/۹۶
۳۵/۱.	۰/۰۱	۰/۰۲۲	۶/۲۳	۰/۰۷	۱/۰۱	۴۰/۳۹	۲۴/۴۵	۰/۰۱	۲۷/۷۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۹۹/۹۷
۳۶/۱.	۰/۰۷	۰/۰۱	۶/۳۶	۰/۰۶	۰/۹۹	۴۱/۲۷	۲۳/۵۸	۰	۲۷/۶۲	۰	۰	۹۹/۹۶
۳۷/۱.	۰/۰۸	۰/۰۱	۵/۳۲	۰/۰۶	۰/۸۸	۴۰/۴۰	۲۵/۸۸	۰	۲۷/۳۲	۰	۰	۹۹/۹۵
۳۸/۱.	۰/۰۵	۰/۰۲	۶/۲۷	۰/۰۷	۱/۰۲	۴۱/۳۵	۲۴/۴۵	۰	۲۶/۶۸	۰/۰۵	۰	۹۹/۹۶

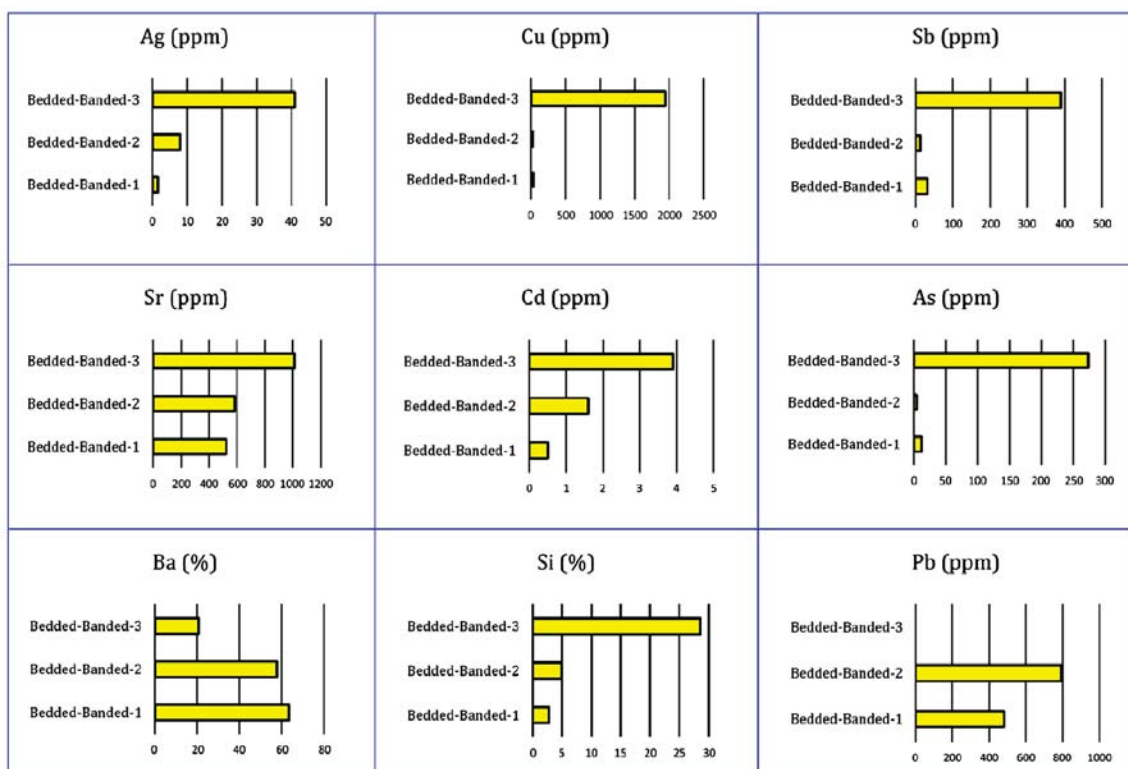
می‌باشد. در بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم عنصر سرب وجود ندارد اما در همین بخش در زیرافق اول و دوم عیار متوسط آن ۴۸۷ ppm (در زیرافق دوم ۷۹۴ ppm) می‌باشد. میزان روی در این بخش در افق‌های دوم و سوم تقریباً برابر و به ترتیب ۹۸ و ۹۱ ppm اما در زیرافق اول خیلی پایین و ۱۵ ppm می‌باشد که نشان می‌دهد رخساره لایه‌ای نواری زیر افق دوم بالاترین میزان سرب و روی را نسبت به دیگر افق‌ها دارا می‌باشد. همچنین میزان باریت با سیلیس رابطه عکس دارد به طوری که از رخساره چینه‌سان زیرافق اول به سمت زیرافق سوم میزان درصد باریت کاهش و سیلیس افزایش می‌یابد (شکل ۹).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره رگه-رگچه‌ای (استرینگر)

در بخش‌های استرینگر زیرافق سوم عیار متوسط نقره، بریلیوم، مس، لیتیم، آنتیموان و مولیبدن به ترتیب ۶/۵۳، ۲/۹، ۱۱۳۰، ۴۹/۶۶، ۲۷/۳۳ و ۱/۲۳ ppm بوده که نسبت

ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای)

این بخش از کانسار شامل کانستگ‌های سولفیدی و باریت توده‌ای-نواری همراه با بخش‌های فرعی از نوارهای سیلیسی است. در بخش‌های چینه‌سان زیرافق سوم، عیار متوسط نقره و آرسنیک، مس، آنتیموان، استرانسیم و بریلیوم به ترتیب ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰، ۱۰۱۳ و ۲/۹ ppm بوده و در زیرافق‌های اول و دوم کانسار دارای عیار متوسط ۴/۷، ۸/۵، ۲۹، ۲۲/۵، ۵۵۳ و $1 > \text{ppm}$ می‌باشد. بنابراین عیار متوسط این عناصر در زیرافق سوم خیلی بالاتر است (شکل ۱۲). عیار نقره در بخش لایه‌ای-نواری زیرافق سوم برابر ۴۱ گرم بر تن می‌باشد که نسبت به بخش‌های دیگر کانسار در تمام زیرافق‌ها بالاترین عیار را به خود اختصاص داده است. میزان درصد باریت کاملاً رابطه عکس با عناصر بالا از خود نشان می‌دهد، چنانچه در زیرافق سوم میزان آن ۲۳/۱۱٪، در افق دوم ۶۴/۳۳٪ و در زیرافق اول ۷۰/۷۴٪



شکل ۹. تغییرات عیار عناصر نقره (Ag)، مس (Cu)، آنتیموان (Sb)، آرسنیک (As)، کادمیوم (Cd)، استرانسیم (Sr) و سرب (Pb). و درصد باریم (Ba) و سیلیس (Si) در بخش چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) زیرافق‌های اول، دوم و سوم کانه‌دار کانسار ورندان

است و در افق‌های دیگر عیار متوسط آن ۴۰ ppm می‌باشد.

مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره‌های زیرافق سوم کانسار ورنندان

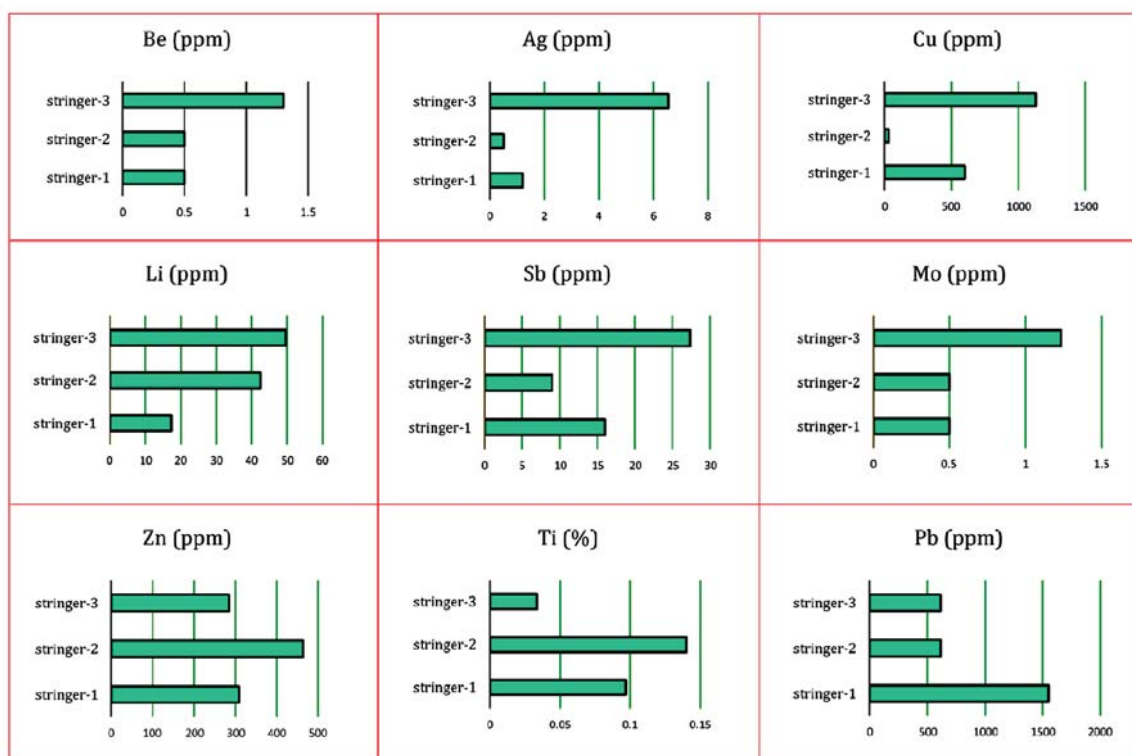
نظر به اینکه در زیرافق سوم کانسار، میزان عیار عناصر کمیاب نسبت به سایر زیرافق‌ها خیلی بالاتر است به‌طور خاص ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن ارائه شده است (شکل ۱۱). شایان ذکر است رخساره‌های لایه‌ای-نواری و استرینگر زیرافق دوم نسبت به دیگر زیرافق‌ها میزان بالاتری سرب و روی نشان می‌دهند. کانسنگ اصلی رخساره لایه‌ای-نواری زیرافق اول و دوم، باریتی و کمی سیلیسی است اما برعکس زیرافق سوم دارای کانسنگ اصلی سیلیسی و کمی باریتی می‌باشد. در زیرافق سوم میزان عناصر Ag، As و Sb از پایین به بالا (از رخساره استرینگر به سمت رخساره لایه‌ای-نواری و توده‌ای) افزایش می‌یابد (شکل ۱۲). عنصر سرب در رخساره لایه‌ای-نواری وجود ندارد اما در رخساره استرینگر عیار متوسط آن ۶۱۳ ppm می‌باشد. مس در رخساره‌های

به زیرافق‌های اول و دوم کانسار (با عیار متوسط ۰/۸۵، <۱، ۳۳۰، ۱۱، ۱۴/۵، و <۱ ppm) خیلی بالاتر می‌باشد. عیار متوسط سرب در استرینگر زیرافق اول ۱۵۴۹/۳۳ ppm بوده که نسبت به استرینگر افق‌های دیگر کانسار (با عیار متوسط ۴۴۳/۶۶ ppm) میزان بالایی را نشان می‌دهد. عیار متوسط روی و تیتانیوم در استرینگر افق دوم، بالاترین عیار به ترتیب (۴۶۳ ppm و ۰/۱۴ درصد) را نسبت به استرینگر دیگر زیرافق‌ها دارد که در استرینگر همین زیرافق مس پایین‌ترین عیار (۳۲ ppm) را از خود نشان داده است (شکل ۱۰).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی رخساره مجموعه دهانه‌ای

بافت نمونه‌های این رخساره بصورت برشی است. بصورت قطعاتی از کانی‌های کوارتز و باریت در یک زمینه غنی از مگنتیت و کالکوپیریت. در این بخش در زیرافق اول، عیار متوسط آرسنیک یک آنومالی شدید نسبت به سایر بخش‌های کانسار نشان می‌دهد. عیار آرسنیک در این رخساره حدود ۲۲۸۲ ppm

استرینگر و لایه‌ای-نواری زیرافق سوم عیار بالایی از خود نشان می‌دهد اما در نمونه مجموعه دهانه‌ای میزان آن کاهش یافته است که دلیل آن می‌تواند گسترش بیش از اندازه پدیده پالایش پهنه‌ای^۱ و رخداد فراپالایش^۲ باشد که نتیجه آن شستشوی دوباره مس توسط سیال داغ گرمایی از مجموعه دهانه‌ای و تنه‌نشست آن در داخل رخساره لایه‌ای-نواری است (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۶). عناصر سرب و روی در رخساره لایه‌ای-نواری کم شده و احتمالاً از محل خروج سیال به دلیل تحرک بالا دور شده‌اند. از میان رخساره‌های زیرافق سوم، رخساره لایه‌ای-نواری با جنس کانسنگ اصلی سیلیسی برای استخراج عناصر کمیاب از جمله نقره می‌تواند دارای ارزش اقتصادی باشد.



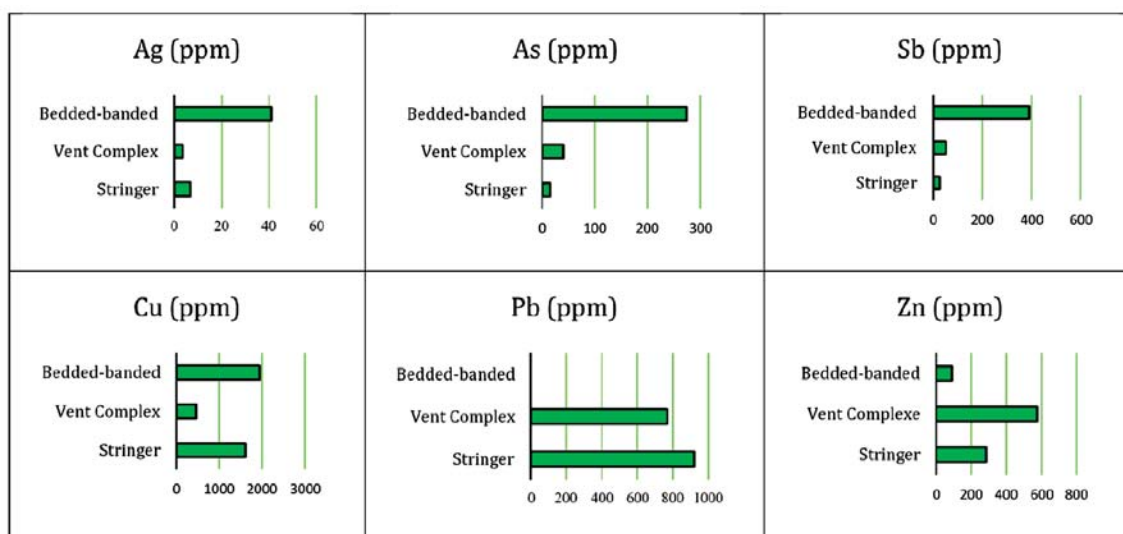
شکل ۱۰. تغییرات عیار عناصر نقره (Ag)، برلیوم (Be)، مس (Cu)، لیتیم (Li)، آنتیموان (Sb)، مولیبدن (Mo)، سرب (Pb)، روی (Zn) و تیتانیوم (Ti) در بخش رگه-رگچه‌ای^۲ در زیرافق‌های اول، دوم و سوم کانه‌دار کانسار ورناند

بحث

ارتباط نزدیکی با محل خروج سیالات کانه‌ساز دارد و در کانسار ورناند مطابقت زیادی از لحاظ محل و موقعیت این رخساره‌ها با کانسارهای VMS وجود دارد. مهمترین شکل کانه‌زائی در ذخایر VMS بصورت عدسی‌های سولفیدی توده‌ای و باریتی، به حالت چینه‌سان در بخش فوقانی ذخیره و رخساره رگه-رگچه‌ای بصورت قیفی شکل در

رخساره‌های کانه‌دار متمایز شده در کانسار ورناند (شامل: ۱) رگه-رگچه‌ای، ۲) مجموعه‌های برشی دهانه‌ای، ۳) توده‌ای، ۴) لایه‌ای-نواری و ۵) ژاسپر سرخ رنگ هماتیت‌دار و رسوبات گرمایی-بروندمی آهن و منگنزدار و سولفیدی می‌باشند. این رخساره‌ها در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) دنیا توسط Gibson and Kerr, (1998) Lobanov and Gaskov, (2012); Franklin et al., (1998); نیز گزارش شده‌اند، تشکیل این رخساره‌های کانه‌دار براساس Goodfellow, (2004)

1. Zone refining
2. Over refining
3. Stringer zone



شکل ۱۱. تغییرات عبار عناصر نقره (Ag)، آرسنیک (As)، آنتیموان (Sb)، مس (Cu)، سرب (Pb) و روی (Zn)، در رخساره‌های مختلف زیرافق سوم کانسار ورنندان

(Allen, 2003) می‌باشد. در مجموع از نتایج این پژوهش‌ها به‌طور کلی پذیرفته شده است که دگرسانی هیدروترمال که سنگ کمربین را احاطه کرده است و در زیر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد قرار دارد، نتیجه تعامل شدید بین آب داغ و سنگ دیواره (گردش تکاملی آب دریا) می‌باشد که در کانسار ورنندان نیز در کمربین هر چهار زیرافق معدنی قرار گرفته است. این فرایند دگرسانی همزمان با شکل‌گیری VMS در کف دریا رخ می‌دهد. همچنین پهنه‌بندی دگرسانی گرمابی مناطق مشابه با کانسار ورنندان در ارتباط با کانسارهای VMS در کمربند پیریتی ایبرین^۱ یافت شده‌اند. این پهنه‌بندی‌ها معمولاً به شکل هاله گسترده و محصور در اطراف بخش استوک‌ورک و در زیر بخش ماده معدنی توده‌ای قرار گرفته است بهترین مثال کانسارهای ریونیتو^۲ (Leistel et al., 1994)، آزالکوآلار^۳ (Almodoavar et al., 1997)، لازارا^۴ (Strauss et al., 1981) و ماس ولورده^۵ (Toscano et al., 1993, 1994) و در بخش اسپانیای کمربند پیریتی ایبرین کانسارهای الجسترل^۶

1. Iberian Pyrite Belt (IPB)
2. Rio tinto
3. AznalcoÀ llar
4. La Zarza
5. Masa valverde
6. Aljustrel

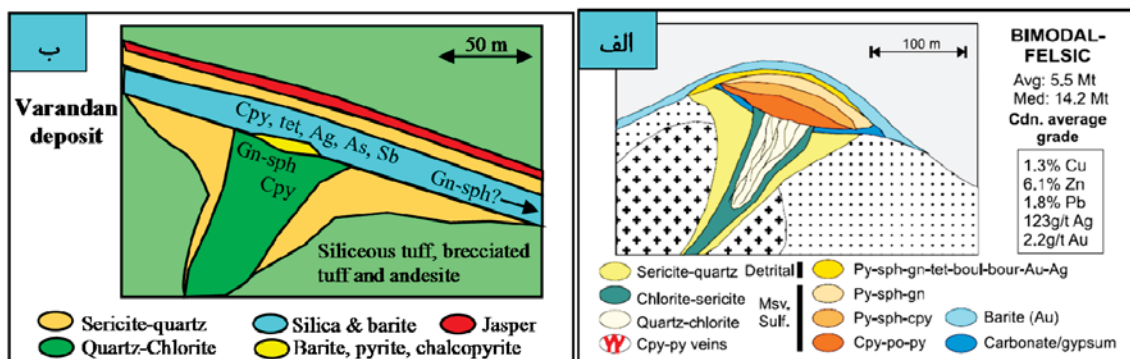
بخش تحتانی ذخیره می‌باشد؛ (Gemmell et al., 1998؛ Haninngton et al., 1999) در کانسار ورنندان نیز براساس مشاهدات، ماده معدنی بصورت پیکره‌های لایه‌ای-نواری، عدسی شکل و بصورت همخوان و همروند با لایه‌بندی سنگ‌های درونگیر تشکیل شده است. این پیکره‌ها دارای ضخامت متغیر از ۰/۵ تا سه متر و طول ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر هستند. در بخش تحتانی ذخیره، رخساره رگه-رگچه‌ای بصورت قیفی‌شکل همانند ذخایر VMS در دنیا قرار دارد. در بحث مربوط به پهنه‌بندی دگرسانی، رخداد دگرسانی گرمابی مؤثر بر سنگ میزبان در ذخیره‌های سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) به‌طور گسترده‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است که شامل کانسارهای VMS کانادا با میزبانی آتشفشانی (Nelson et al., 2002؛ Gaboury and Pearson., 2008) کانسارهای استرالیا (Large et al., 2001)، کانسارهای حوضه هوکروکو در ژاپن (Urabe and Scott, 1983؛ Ohmoto, 1996)، کانسارهای کمربند پیریتی ایبرین-سانچز (Sanchez-España et al., 2000)، کانسارهای ترکیه (Cagatay, 1993)، کانسارهای گینه نو (Pasava et al., 2004)، کانسارهای پرتغال (Relvas et al., 2006) و دیگر مطالعات جدید شامل سیستم‌های هیدروترمالی در کف دریای امروزی توسط (Goodfellow and Peter, 1996؛ Doyle and Peter, 1996)

مس و برخی از فلزات از رخساره‌های استرینگر و مجموعه دهانه‌ای شسته شده و در رخساره چینه‌سان نه‌نشست شده‌اند و بیشترین تمرکز را در این رخساره دارند. همچنین سرب و روی به دلیل تحرک بالاتر (نسبت به مس) به احتمال زیاد در رخساره چینه‌سان زیرافق سوم از محل دور شده‌اند (شکل ۱۲-الف)، اما در مجموع در هرکدام از زیرافق‌هایی که این پدیده‌ها کمتر رخ داده نظم بیشتری وجود دارد. همچنین قابل ذکر است که براساس هاشمی و همکاران، (۱۳۹۶) ویژگی‌های ساختمانی، سنگ میزبان و بسیاری از ویژگی‌های کانه‌زایی کانسار ورندان با برخی از کانسارهای مشابه تیپ کروکو در ایران و جهان مقایسه شده است و شباهت این کانسار با کانسارهای تیپ کروکو مشخص شده است. براساس نتایج EPMA در این تحقیق، هر دو نوع کلریت کانسار ورندان در محدوده کلریت‌های نوع اول و غنی از Fe قرار می‌گیرند و به قطب کلریت نوع کلینوکلر خیلی نزدیک هستند. با توجه به اینکه این کلریت‌ها در کانسار ورندان در کمرباطین و مرکز سیستم دگرسانی قرار دارند نشان از یک محدوده دما بالا می‌باشد که در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد دنیا نیز مورد مطالعه قرار گرفته است و با کانسار ورندان قابل مطابقت می‌باشد (نتایج EPMA توسط (Sanchez-espana et al., 2000)).

نموده‌های دگرشکلی بصورت‌های چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی، خردشدگی در داخل مواد معدنی و سنگ‌های میزبان آن‌ها همانند سنگ‌های توالی میزبان دیده می‌شود. رگه-رگچه‌های چین‌خورده در داخل توف‌های سیلیسی کلریتی‌شده حاوی سولفیدهای دانه‌پراکنده کمرباطین قابل مشاهده است. به‌طور کلی تاریخچه دگرشکلی در ماده معدنی و سنگ‌های میزبان یکسان می‌باشد.

(Barriga and Fyfe, 1997) و سالگادینو^۱ در پرتغال (Plimer and Carvalho, 1982) می‌باشند. مطالعات انجام گرفته شده در این کانسارها تغییرات کانی‌شناسی و تحرک‌پذیری عناصر اصلی و کمیاب در سنگ‌های دگرسان شده در کانسارهای VMS را شرح می‌دهند که در واقع، کلی‌ترین ویژگی پدیدارشدن پهنه غنی از Fe-Mg و کاهش سدیم Na-K، در نزدیکی ماده معدنی است. دگرسانی عمده در سنگ‌های درونگیر کانسار ورندان، دگرسانی سیلیسی-کلریتی است که بصورت آندزیت و توف‌های سیلیسی کلریتی شده با رگه-رگچه‌های سیلیسی فراوان دیده می‌شود. دگرسانی کوارتز-سرسیتی نیز بر سنگ‌های درونگیر اثر کرده است و در اطراف دگرسانی سیلیسی-کلریتی و ماده معدنی وجود دارد. به‌طور کلی دگرسانی کوارتز-سرسیتی به میزان اندک در عمده سنگ‌های توالی دیده می‌شود. پهنه‌بندی دگرسانی کانسار ورندان شبیه به تیپ کروکو در دسته‌بندی (Galley et al., 2007) می‌باشد (شکل ۱۲). یکی از ویژگی‌های کانسارهای VMS وجود منطقه‌بندی بافت، کانی و عنصر در اطراف محل خروج سیالات کانه‌ساز بطرف بخش لایه‌ای-نواری می‌باشد به این شکل که پهنه‌بندی عنصری در این نوع کانسارها شامل زون غنی از Cu (در صورت وجود) بصورت استرینگر در کمرباطین و زون غنی از Zn و Pb بصورت سولفید توده‌ای و چینه‌سان در کمربالا و باریت بصورت توده‌ای و چینه‌سان در فوقانی‌ترین بخش ذخیره می‌باشد (Large, 1992; Gemmeil et al., 1998) همراه با هر کانسنگ و رخساره‌های مختلف کانسار ورندان مشخص گردیده است که نشان می‌دهد پهنه‌بندی عنصری از لحاظ کانی‌ها و عناصر فلزی همراه، تقریباً مشابه با کانسارهای VMS است با این تفاوت که در کانسار ورندان به دلیل رخداد پدیده پالایش پهنه‌ای^۲ و رخداد فراپالایش^۳ و همچنین تاثیر زیرافق‌های مختلف بر روی همدیگر، تغییراتی در کانسار رخ داده است به این شکل که در زیرافق سوم،

1. Salgadinho
2. Zone refining
3. Over refining



شکل ۱۲. الف) مدل دگرسانی برای کانسارهای تیپ کروکو (Galley et al., 2007)، ب) نمائی شماتیک از زیرافق سوم کانه‌زائی که در آن پهنه‌های دگرسانی اصلی و افق ماده معدنی مشخص شده است. Chalcopyrite = Cpy, Galena = Gn, Silver = Ag, Tetrahedrite = tet, Sphalerite = sph, Arsenic = As, Stibnite = Sb

جدول ۳. ویژگی‌های کلی کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی رخساره‌های مختلف کانسار ورندان

رخساره استرینگر	رخساره مجموعه دهانه ای		رخساره چینه سان (لایه ای - نواری) و توده ای		
توف سیلیسی با دگرسانی کلرینی شدید	قطعات برشی کوارتری و کمی باریتی با زمیغ ای از خمیر رسی		کمر بالا و کمر پایین: توف سیلیسی و آندزیت با دگرسانی سیلیسی - سرسیتی		سنگ میزبان
کانسنگ سیلیسی	کانسنگ برشی سیلیسی		ب- کانسنگ سیلیسی	الف- کانسنگ باریتی	ماهیت سنگ
بصورت رگه- رگچه ای در توفهای سیلیسی و آندزیت های کمر پایین	بصورت قطعات برشی هیدروترمال	بصورت توده ای پیریت و باریت در کنار هم	اغلب بصورت لایه ای- نواری همراه با باریت تا ضخامت متوسط ۱/۵ متر در لایه باریتی افق سوم	اغلب بصورت لایه ای- نواری تا ضخامت متوسط ۲ متر در هرفق	شکل کانی سازی اولیه در مقیاس رخنمون (نمونه دستی)
Cpy>>Bor>>Py>Mar>Cc>Cu>Cov>Ma>Alezh>Dyzh>Rutil>Ma>Gove	Siliceses>>>Barite>Ma>Py>Cov>	Py>>>Cpy>Ma	Siliceses>>>Barite>>Ga>Py>Cpy>Sph>Tet	Barite>>>Ga>>>Py>Cpy>Sph>Tetr>Cov>Ma	کانی شناسی
Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	Ag,As,Cu,Br,Sb,Mo,Sr	عناصر فلزی همراه
2.74	3.75	1.5	41	4.7	Ag (ppm)
17.77	1161	18	273	8.5	As (ppm)
588	514.5	127	1945	29	Cu (ppm)
0.8	0.5	>1	>1	>1	Be (ppm)
17.44	63	12	390	22.5	Sb (ppm)
0.74	0.5	0.5	0.5	0.5	Mo (ppm)
186.55	>1	>1	>1	>1	Sr (ppm)
36.5	24.5	1503	1013	369	Li (ppm)
	8.5	48	>10	>10	

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج EPMA در این تحقیق، هر دو نوع کلریت کانسار ورندان در محدوده کلریت‌های نوع اول و غنی از Fe قرار می‌گیرند و به قطب کلریت نوع کلینوکلر خیلی نزدیک هستند. با توجه به اینکه این کلریت‌ها در کانسار ورندان در کمربند و مرکز سیستم دگرسانی قرار دارند نشان از یک محدوده دما بالا می‌باشد که با کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد دنیا نیز مطابقت دارد. طبق مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته در منطقه، از تمام رخساره‌های زیرافق‌های کانسار ورندان، زیرافق سوم کانسار ورندان نسبت به دیگر زیرافق‌های معدنی بالاترین عیار عناصر کمیاب را از خود نشان می‌دهد. کانسنگ اصلی رخساره لایه‌ای-نواری افق اول و دوم، باریتی و کمی سیلیسی است، اما برعکس زیرافق سوم دارای کانسنگ اصلی سیلیسی و کمی باریتی می‌باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی در رخساره‌های کانه‌دار، میزان عناصر Sr، Ag، As، Cu، Sb در بخش چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) زیرافق سوم خیلی بالاتر از زیرافق‌های دیگر است و به ترتیب برابر ۴۱، ۲۷۳، ۱۹۴۵، ۳۹۰ و ۱۰۱۳ ppm می‌باشد. در زیرافق سوم میزان عناصر Ag، As و Sb از پایین به بالا (از رخساره استرینگر به سمت رخساره لایه‌ای-نواری و توده‌ای) افزایش می‌یابد. سرب در رخساره لایه‌ای-نواری وجود ندارد اما در رخساره استرینگر عیار متوسط آن ۶۱۳ ppm می‌باشد. قابل ذکر است که میزان سرب و روی در رخساره‌های مختلف زیرافق دوم کانسار ورندان نسبت به دیگر زیرافق‌ها عیار بالایی نشان می‌دهند. مس در رخساره‌های استرینگر و لایه‌ای-نواری زیرافق سوم عیار بالایی از خود نشان می‌دهد اما در نمونه مجموعه دهانه‌ای میزان آن کاهش یافته است که دلیل آن می‌تواند گسترش بیش از اندازه پدیده پالایش پهنه‌ای و رخداد فراپالایش باشد که نتیجه آن شستشوی دوباره مس توسط سیال داغ گرمابی از مجموعه دهانه‌ای و ته‌نشست آن در داخل رخساره لایه‌ای-نواری می‌باشد. اما عناصر سرب و روی در رخساره لایه‌ای-نواری کم شده و احتمالاً از محل خروج سیال به دلیل تحرک بالا دور شده‌اند.

منابع

- ایزدی، ح.، ۱۳۷۵. بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئز باریت-سرب قزآن قمصر کاشان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد، واحد شمال، ۱۶۰.
- آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۰۰.
- خلج معصومی، م.، لطفی، م. و نظری، م.، ۱۳۸۹. تعیین مدل کانی‌سازی معدن تپه سرخ بیجگان دلیجان-استان مرکزی. فصلنامه تخصصی زمین و منابع، سال اول، ۲، ۳۳-۴۳.
- رادفر، ج.، علایی مهابادی، س. و هاشم‌امامی، م.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شرکت مهندسی مشاور تحقیقات معدنی خاک کوب.، ۱۳۷۰. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه قهرود (کاشان)، وزارت معادن و فلزات.
- عمیدی، م.، هاشم‌امامی، م. چ. و زوهره‌بخش، م. ا.، ۱۳۵۹. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- فرخ‌پی، ه.، شمسی پور، ر. و نصر اصفهانی، ع.، ۱۳۸۹. پترولوژی اقتصادی توده نفوذی ورندان قزآن: بررسی ذخایر فلزی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان. همایش پترولوژی کاربردی، ۱-۷.
- نظری، م.، یعقوب پور، ع. و مدنی، ح.، ۱۳۷۰. کانسار باریت درین کاشان. دانشگاه تربیت معلم، چهارمین سمپوزیوم معدنکاری ایران. ۱۰۶-۱۲۵.
- هاشم‌امامی، م. چ.، ۱۳۵۹. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ آران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- هاشمی، ف.، موسیوند، ف. و رضایی کهنخانی، م.، ۱۳۹۶. افق‌های کانه‌دار، رخساره‌های کانسنگ، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) باریت-سرب-مس ورندان جنوب غرب قمصر. مجله زمین‌شناسی اقتصادی مشهد، ۲ (۹)، ۵۸۷-۶۱۶.
- Almodovar, G.R., Saez, R., Pons, J.M., Maestre, A., Toscano, M. and Pascual, E., 1997. Geology and genesis of the Aznalcózar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain. Min-

- eralium Deposita. 33 (1-2), 111-136.
- Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, 15, 85-93.
 - Barriga, F.J.A.S. and Fyfe, W.S., 1997. Multi-phase water-rhyolite interaction and ore fluid generation at Aljustrel, Portugal. *Mineralium Deposita*. (1-2), 188-207.
 - Bayliss, P., 1975. Nomenclature of the tri-octahedral chlorites. *The Canadian Mineralogist*, 13, 178-180.
 - Belkabar, A., Gibson, H.L., Marcoux, E., Lentz, D. and Rziqi, S., 2008. Geology and wall rock alteration at the Hercynian Draa Sfar Zn-Pb-Cu massive sulphide deposit, Morocco. *Ore Geology Reviews*, 33, 280-306.
 - Brindley, G.W. and Gillery, F.H., 1956. X-ray identification of chlorite species. *The American Mineralogist*, 41, 169-186.
 - Cagatay, M.N., 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits; examples from Turkey. *Economic Geology*, 88, 606-621.
 - Doyle, M.G. and Allen, R. L., 2003. Subseafloor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 23, 183-222.
 - Fleischner, M., 1971. Glossary of Mineral Species. *Mineralogical Record*, Maryland, 103.
 - Foster, M.D., 1962. Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites: US Geological Survey Professional, 414.
 - Franklin, J.M., Harrington. M.D., Jonasson, I.R. and Barrie, C.T., 1998. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Canada Geological Survey*, 33, 175-192.
 - Gaboury, D. and Pearson, V., 2008. Rhyolite geochemical signatures and association with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103, 1531-1562.
 - Galley, A.G., Hannington, M.D. and Jonasson, I., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. *Journal of Mineral Deposits of Canada*, 5, 141-161.
 - Gemmell, j.B., Large, R.R. and Zaw, K., 1998. Palaeozoic volcanic hosted massive sulfide deposits. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 129-138.
 - Gibson, H.L. and Kerr, D.J., 1998. Giant VMS deposits: with emphasis on Archean deposits. 5th annual short course of magmatism, volcanism and Metallogeny. Occidental-Brest University, Bretagne, France.
 - Goodfellow, W.D. and Peter, J. M., 1996. Sulphur isotope composition of the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst Mining Camp, N.B.: implications for ambient environment, sulphur source and ore genesis: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 231-251.
 - Goodfellow, W.D., 2004. Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn Basin, Canada. Attributes and models of some major deposits in India, Australia and Canada: New Delhi, Narosa Publishing House, 24-99.
 - Haninngton, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H. and Sillitoe, R.H., 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. *Journal of Society of Economic Geologists*, 8, 319-3550.
 - Hashemi, F., Mousivand, F. and Rezaei-kakhaei, M., 2014. Volconogenic massive sulfide mineralization in the Kashan-Delijan region, Iran. First International Workshop on Tethyan Oro-

- genesis and Metallogeny in Aisa, October 12–16, CUG University, Wuhan, China. 21–25.
- Hey M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine.*, 30, 277–292.
 - Lapham, D.M., 1958. Structural and chemical variation in chromium chlorite. *American Mineralogist*, 43 (9–10), 921–956.
 - Large R.R., 1992. Australian Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models. *Economic Geology*. 87 (3), 471–510.
 - Large, R.R., Gwemmell, J.B., Paulick, H. and Huston, D.L., 2001. The Alteration Box Plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Journal of Economic Geology*, 96, 957–971.
 - Leistel, J.M., Bonijoly, D., Braux, C., Freyssinet, Ph, Kosakevitch, A., Leca, X., Les-cuyer, J.L., Marcoux, E., Mileâ si, J.P., Pian-tone, P., Sobol, F., Tegye, M., ThieÂblemont, D. and Viallefond, L., 1994. The Massive Sul-phide Deposits of the South Iberian Pyrite Pro-vince, Geological Setting and Exploration Criteria. Editions BRGM, 234.
 - Lobanov, K. and Gaskov, I., 2012. The Karchiga copper massive sulfide deposit in the high-grade metamorphosed rocks of the Kurchum block: geologic structure, formation, and meta-morphism (Rudny Altai). *Journal of Russian Ge-ology and Geophysics*, 53, 77–91.
 - Nelson, J., Paradis, S., Christensen, J. and Gabites, J. 2002. Canadian Cordilleran Missis-sippi Valley-type deposits: A case for Devonian-Mississippian back-arc hydrothermal origin. *Eco-nomic Geology*, 97, 1013–1036.
 - Ohmoto, H., 1996. Formation of volcano-genic massive sulfide deposits: the Kuroko per-spective. *Journal of Ore Geology Reviews*, 10, 135–177.
 - Ohmoto, H. and Skinner, B.L., (Eds.). 1983. *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*. Economic Geology Publishing Company, 604.
 - Orce J., 1926. Essai de classification des chlorites. *Academy of Sciences (Paris) Comptes Rendus*, 183, 363–582.
 - Orce J., Calli`ere M. S. and Henin S., 1950. Nouvel essai de classification des chlorites. *Mineralogical Magazine*, 29: 329–340.
 - Pašava, J., Vymazalová, A., Petersen, S. and Herzig, P., 2004. PGE distribution in mas-sive sulfides from the PACMANUS hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua New Guinea: implications for PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits. *Minerali-um Deposita*, 39, 784–792.
 - Plimer, I.R., carvalho, D., 1982. The geo-chemistry of haydrothermal alteration at the Sal-gadinho copper deposit, Portugal. *Mineralogical Deposita*. 17, 193–211.
 - Relvas, J.M., Barriga, F.J., Ferreira, A., Noiva, P.C., Pacheco, N. and Barriga, G., 2006. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide de-posit, Portugal. I. geology, mineralogy, and geo-chemistry. *Economic Geology*, 101, 753–790.
 - Sánchez-España, J., Velasco, F. and Yus-ta, I., 2000. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 15, 1265–1290.
 - Serdyuchenko, D.P., 1953. Khlorigy, ikh

khimicheskaya konstitutsiya i klassifikatsiya. Trudy Institute Geology Nauk. AN SSSR, 140.

- Strauss, C.K., Roger, G., Lecolle, M. and Lopera, E., 1981. Geochemical and geological study of the volcano-sedimentary orebody of La Zarza, Huelva Province, Spain. *Economic Geology*. 76, 1975-2000.

- Toscano, M., Almodovar, G.R., Saez, R. and Pascual, E., 1993. Hydrothermal alteration related to the Masa Valverde massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt, Spain. In: Fenoll Hach Ali P, Torres-Ruiz J, Gervilla F. (Eds.), *Current research in geology applied to ore deposits*. University of Granada, Spain, 389-392.

- Toscano, M., Almodovar, G.R., Saez, R. and Pascual, E., 1994. Variacion composicional de las sericitas de alteration hidrotermal en sulfuros masivos Masa Valverde (Huelva). *Boletin Sociedad Espanola de Mineralogia*. 17, 161-162.

- Tschermak, G., 1890. Die Chloritgruppe. *Sitzungsber Kaiserlichen Akademie Wissenschaften Wiener Abstract*. I, 99, 174-266.

- Tschermak, G., 1891. Die Chloritgruppe. *Sitzungsber Kaiserlichen Akademie Wissenschaften Wiener Abstract*. I, 100, 29-107.

- Urabe, T. and Scott, S.D., 1983. Geology and footwall alteration of south bay massive sulfide deposit, northwestern Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 20 (12), 1862-1879.

- Weiss, Z., 1991. Interpretation of chemical composition and X-ray diffraction patterns of chlorites. *Geologica Carpathica*, 42, 2: 93-104.

- Wiewiora A and Weiss Z., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals*, 25: 83-92.

- Winchell, A.N., 1936. A Third Study of Chlorite. *American Mineralogist*, 21, 642-651.

- Zane, A. and Weiss, Z., 1998. procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Accademia the Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51-56.